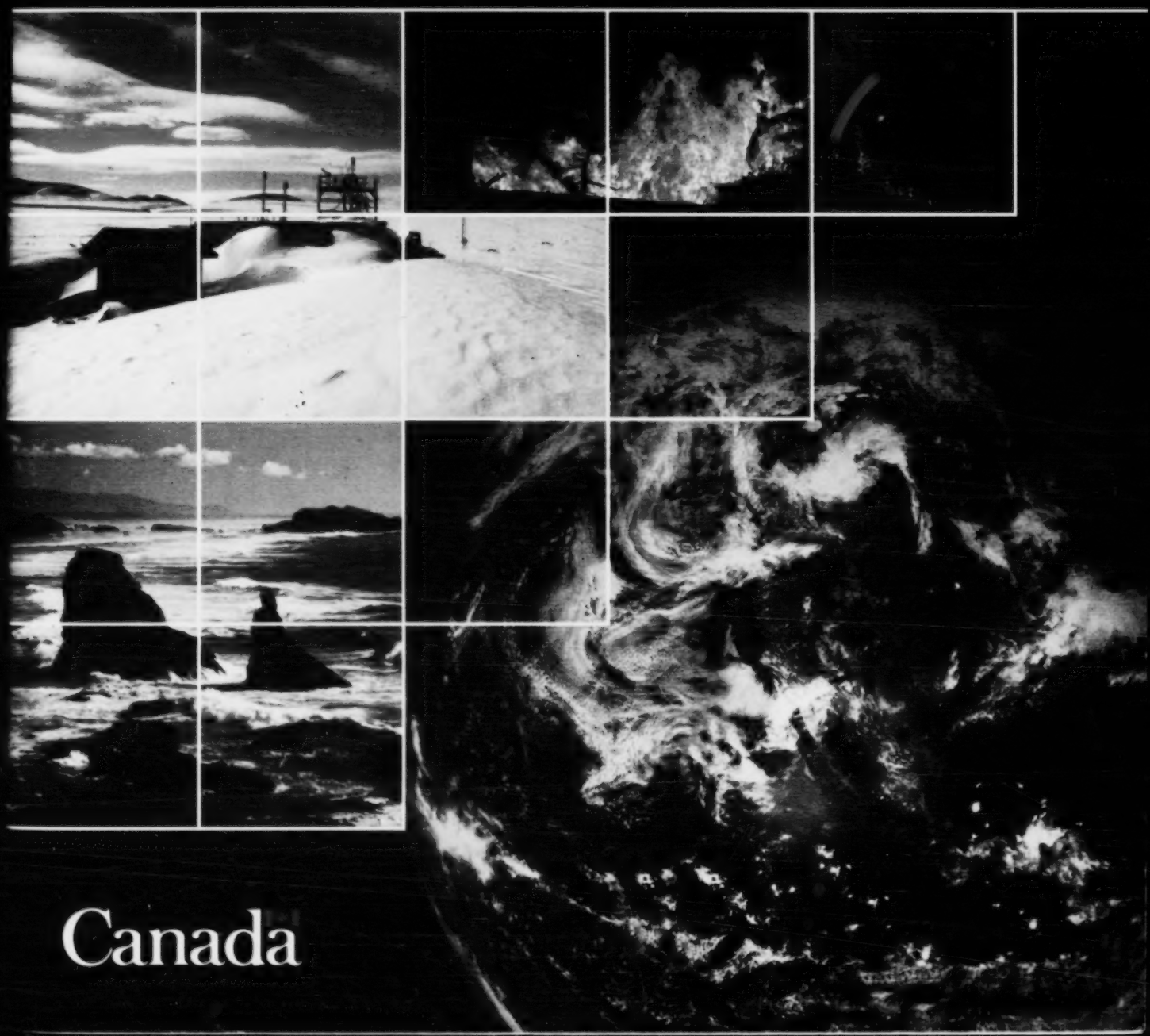
Environnement Canada Environment Canada

Le CO_2 et le climat

Revue scientifique des années 2003-2005 : Une synthèse des progrès de la recherche



Canada

2008-05042/

Le CO_2/et le Climat

Périodique de la Recherche sur le Changement Climatique

LES ANNÉES 2003-2005 EN REVUE
ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Henry Hengeveld
Associé émérite
Section de l'évaluation et de l'intégration
des sciences atmosphériques
Direction générale des sciences et de la technologie
Environnement Canada

Le présent rappport est disponible en format électronique sur le site Web à l'adresse

www.msc.ec.gc.ca/education/scienceofclimatechange/index_f.html

Pour obtenir gratuitement des copies papier, prière de s'adresser par écrit à:

Section de l'évaluation et de l'intégration des sciences atmosphériques

Environnement Canada

4905, rue Dufferin

Toronto (Ontario)

M3H 5T4

416-739-5831

Publié avec l'autorisation du ministre de l'Environnement

© Ministre des Travaux publics et des Services gouvernementaux

Canada 2006

ISBN 0-662-72508-5

N° de catalogue En4-70/2006F

Concours financier du Groupe de recherche et de développement ènergétiques

Also available in English

Imprimée sur papier recyclé

Référence photographique pour la page couverture: NASA globe_west_2048; **http://eol.jsc.nasa.gov**

Photos intercalaires: Environnement Canada

REMERCIEMENTS

Cette revue a été préparé par Henry Hengeveld, associé émérite à la Division de l'évaluation et de l'intégration de la science atmosphérique de la Direction générale des Sciences et de la Technologie d'Environnement Canada. L'auteur tient à témoigner son appréciation des critiques, apports et assistance fournis par : Elizabeth Bush, Stewart Cohen, Angus Fergusson, Bob Kochtubajda, Jacinthe Lacroix, Stéphane Lelasseux, Darrell Piekarz et Bob Whitewood, d'Environnement Canada; Steve Grasby, Pam Kertland et Sharon Smith, de Ressources naturelles Canada; Jim Gower et Allyn Clarke, de Pêches et Océans Canada.

1.0 INTRODUCTION PG 1

2.0 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE PG 1

2.1 Dioxide de carbone pg 1

2.2 Autres gaz à effet de serre pg 3

3.0 FORÇAGE RADIATIF PG 5

3.1 Gaz à effet de serre pg 5

3.2 Aérosols anthropiques pg 5

3.3 Changement d'affectation des terres pg 6

3.4 Forçages naturels pg 6

3.5 Forçage radiatif net pg 7

4.0 MODÈLES PG 7

4.1 Processus et développement des modèles pg 7

4.1.1 Processus atmosphériques pg 7

4.1.2 Processus en jeu sur les terres pg 8

4.1.3 Processus océaniques pg 9

4.2 Simulations et projections des modèles pg 10

4.2.1 Performance des modèles et sensibilités du climat pg 10

4.2.2 Projections pg 11

5.0 TENDANCES PG 13

5.1 A l'échelle des millions d'années pg 13

5.2 Les 400 000 dernières années pg 13

5.2.1 Cycles glaciaire-interglaciaire pg 13

5.2.2 Anomalies soudaines du climat pg 14

5.3 Le présent interglaciaire pg 14

5.3.1 L'Holocène pg 14

5.3.2 Les deux derniers millénaires pg 14

5.4 Le dernier siècle pg 16
5.4.1 Méthodologies de reconstruction du climat pg 16
5.4.2 Température pg 16
5.4.3 Hydrologie pg 18
5.4.4 Cryosphère et élévation du niveau de la mer pg 18
5.4.5 Circulation et variabilité pg 21
5.4.6 Extrêmes pg 21
5.4.7 Écologie pg 22
5.4.8 Détection/attribution pg 23

6.0 IMPACTS PG 26
6.1 Ressources et phénomènes hydrologiques pg 26
6.2 Agriculture pg 27
6.3 Écosystèmes naturels pg 27
6.4 Cryosphère et niveau de la mer pg 29
6.5 Extrêmes pg 30
6.6 Impacts socio-économiques pg 31

7.0 GESTION DES RISQUES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE PG 33
7.1 Le débat science-politiques pg 33
7.2 Atténuation pg 35
7.3 Adaptation pg 37

RÉFÉRENCES PG 40

1.0 INTRODUCTION PG 40

2.0 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE PG 40
2.1 Dioxide de carbone pg 40
2.2 Autres gaz à effet de serre pg 41

3.0 FORÇAGE RADIATIF PG 42

3.1 Gaz à effet de serre pg 42

3.2 Aérosols anthropiques pg 42

3.3 Changement d'affectation des terres pg 43

3.4 Forçages naturels pg 43

3.5 Forçage radiatif net pg 44

4.0 MODÈLES PG 44

4.1 Processus et développement des modèles pg 44

4.1.1 Processus atmosphériques pg 44

4.1.2 Processus en jeu sur les terres pg 44

4.1.3 Processus océaniques pg 45

4.2 Simulations et projections des modèles pg 45

4.2.1 Performance des modèles et sensibilités du climat pg 45

4.2.2 Projections pg 46

5.0 TENDANCES PG 48

5.1 A l'échelle des millions d'années pg 48

5.2 Les 400 000 dernières années pg 48

5.2.1 Cycles glaciaire-interglaciaire pg 48

5.2.2 Anomalies soudaines du climat pg 48

5.3 Le présent interglaciaire pg 48

5.3.1 L'Holocène pg 48

5.3.2 Les deux derniers millénaires pg 49

5.4 Le dernier siècle pg 50

5.4.1 Méthodologies de reconstruction du climat pg 50

5.4.2 Température pg 50

5.4.3 Hydrologie pg 51

5.4.4 Cryosphère et élévation du niveau de la mer pg 52
5.4.5 Circulation et variabilité pg 54
5.4.6 Extrêmes pg 55
5.4.7 Écologie pg 55
5.4.8 Détection/attribution pg 56

6.0 IMPACTS PG 58
6.1 Ressources et phénomènes hydrologiques pg 58
6.2 Agriculture pg 59
6.3 Écosystèmes naturels pg 59
6.4 Cryosphère et niveau de la mer pg 60
6.5 Extrêmes pg 61
6.6 Impacts socio-économiques pg 62

7.0 GESTION DES RISQUES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE PG 62
7.1 Le débat science-politiques pg 62
7.2 Atténuation pg 64
7.3 Adaptation pg 66

Figure 1 : Les concentrations de CO_2 reconstruites à partir de données de carottes de glace de l'Antarctique, comparées avec la tendance du CO_2 lors de l'Holocène et projetées vers les valeurs atteintes durant les périodes inter-glaciaires précédentes. pg 2

Figure 2 : Ensemble de projections de futurs changements régionaux pour les saisons de précipitation humide et sèche pour l'Amérique du Nord et le Groenland, basé sur 20 simulations de modèles climatique couplés utilisant le scénario A1B SRES. pg 11

Figure 3 : Comparaison entre les températures reconstruites pour l'hémisphère nord par l'utilisation de multiples données substitutives, incluant des températures, avec des données instrumentales colligées lors du dernier siècle. pg 15

Figure 4 : Changements annuels nets estimés dans la balance de la masse totale de l'Inlandsis du Groënland, en km^3/an, entre 1991 et 2000, basés sur une combinaison de données d'observations et de simulations de modèle. pg 19

Figure 5 : En se basant sur la relation historique existant entre la météorologie, l'indice forêt-météo et la superficie brûlée, et en l'appliquant à des projections régionales de climat provenant de deux modèles différents, la perte totale annuelle par le feu de la forêt boréale canadienne pourrait s'accroître de 70 à 120%, relativement aux taux de pertes actuelles, sous les climats plus chauds (3 X CO_2) attendus vers la fin du siècle. pg 28

Figure 6 : Dans le dernier quart de siècle, le rapport des pertes assurées lors de catastrophes météorologiques versus les primes d'assurance. Les résultats indiquent que la capacité de l'industrie de l'assurance dans son ensemble, a absorber de telles pertes, est en déclin. pg 38

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la direction de l'Évaluation et de l'Intégration (DEI), ce numéro du bulletin Le CO_2 et le climat est une synthèse de plus de 700 articles et rapports scientifiques dans le domaine du changement climatique qui ont été publiés entre 2003 et 2005 dans des journaux à comité de lecture. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais plutôt un bref résumé des derniers résultats de recherches. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter l'évaluation des impacts du climat de l'Arctique (Arctic Climate Impact Assessment – ACIA) préparée par le Programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique, le troisième Rapport d'évaluation (TRE) publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et les rapports spéciaux du GIEC publiés ces dernières années[1-5]. Un autre document utile, ciblé sur le Canada, est le rapport Impacts et adaptation liés au changement climatique : perspective canadienne[6]. On peut enfin trouver dans des numéros précédents du bulletin Le CO_2 et le climat des résumés d'articles de recherche publiés avant 2003. Les plus récents sont accessibles sur le site Web de la DEI à l'adresse www.msc.ec.gc.ca/education/scienceofclimatechange.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 2003-2005 est basée sur un choix d'articles représentatifs de la gamme des nouvelles contributions à la compréhension de la science sous-jacente au problème du changement climatique. Étant donné la concision de la revue, le lecteur devrait consulter les articles cités pour acquérir un complément d'information sur les divers sujets et résultats présentés ici. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

2.0 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

Les données de carottes de glace de l'Antarctique indiquent que les variations des concentrations de dioxyde de carbone (CO_2) survenues au cours des 650 000 dernières années sont étroitement corrélées aux changements de la température, et se situent entre des minimums de ~200 parties par million (ppm) pendant les périodes glaciaires et des maximum de 280 à 300 ppm pendant les interglaciaires. Sur la plus grande partie de l'enregistrement, on constate un léger retard, d'environ un millénaire, des changements du CO_2 par rapport à ceux de la température, ce qui suggère que le CO_2 agit comme un mécanisme de rétroaction. Il semble y avoir une exception notable avec la déglaciation qui a eu lieu il y a environ 430 000 ans, et où les changements du CO_2 étaient en retard sur ceux de la température de 4 à 5 millénaires. Bien que les concentrations de CO_2 aient été relativement stables pendant l'Holocène, entre 260 et 280 ppmv, on a des indications qu'elles n'ont jamais atteintes d'état d'équilibre pendant cette période[7-10].

Par comparaison, les concentrations atmosphériques de CO_2 étaient d'environ 379 ppmv en 2005. Il s'agit là d'une augmentation de 6,4 ppmv (1,7 %) par rapport à 2002, un taux sans précédent sur plus de 40 années de mesures. Cet état de choses pourrait être attribuable entre autres aux émissions des feux de forêt en Sibérie. Fait plus important, les concentrations actuelles semblent être d'environ 27 % plus élevées que les valeurs les plus hautes détectées dans les nouveaux enregistrements des glaces de l'Antarctique, qui couvrent 650 000 ans[9-12].

Avant la révolution industrielle, le changement d'affectation des terres était probablement la plus importante source anthropique d'émissions de gaz à effet de serre. Certains auteurs avancent que le défrichement et la culture du riz en Europe et en Asie par des établissements humains en croissance avaient déjà commencé à altérer la composition de l'atmosphère en gaz à effet de serre dès 6000 avant notre ère – marquant le début de l'époque « Anthropocène » de l'histoire du climat de la Terre. Les changements progressifs de l'affectation des terres qui ont eu lieu dans les millénaires subséquents ont pu réchauffer l'atmosphère de 0,8 °C. À l'inverse, la réduction des activités agricole pendant le petit âge glaciaire (il y a 400 ans) a pu contribuer à abaisser temporairement les concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone, et donc à accentuer le refroidissement général survenu alors. Les estimations des récentes émissions dues au changement d'affectation des terres, qui utilisent des données révisées sur le déboisement en région tropicale, suggèrent un rejet annuel net de 1,1 ± 0,3 Gt C/an. Cette valeur est significativement plus basse et moins entachée d'incertitude que les estimations passées du GIEC, comprises entre 0,6 et 2,5 Gt C/an[13-18].

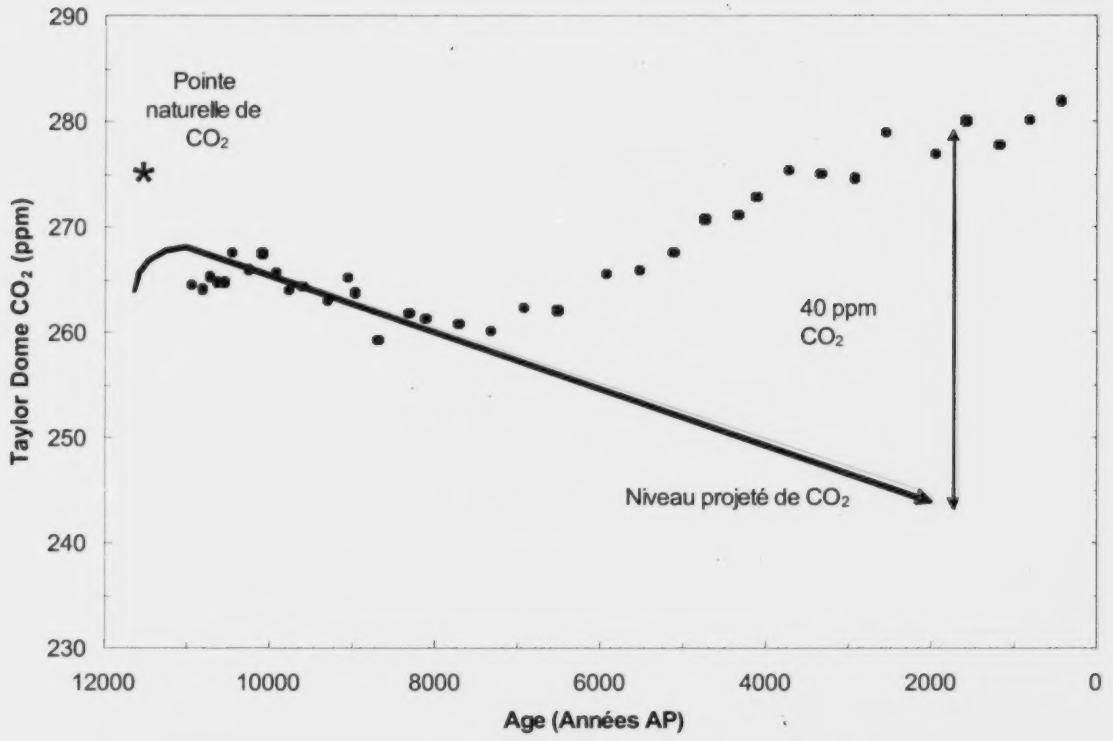


Figure 1 : Les concentrations de CO_2 reconstruites à partir de données de carottes de glace de l'Antarctique, comparées avec la tendance du CO_2 lors de l'Holocène et projetées vers les valeurs atteintes durant les périodes inter-glaciaires précédentes. Le virage des valeurs de CO_2 issues des carottes de glace versus la tendance projetée il y a environ 8000 ans, marque le début de l'influence de l'homme résultant des changements d'utilisation du sol (Ruddiman 2003, référence #18).

Cependant, les émissions de dioxyde de carbone provenant de l'utilisation de combustibles fossiles sont actuellement la principale cause de l'augmentation des concentrations de ce gaz. Elles ont en effet connu une hausse spectaculaire, passant de moins de 2 milliards de tonnes de dioxyde de carbone (Gt CO_2) ou environ 0,5 milliards de carbone (Gt C) en 1900 à plus de 25 Gt CO_2 en 2002. Malgré le long passé d'émissions humaines de gaz à effet de serre, les estimations indiquent que les émissions des 50 dernières années ont contribué pour environ les trois quarts au total accumulé[19,20].

La récolte de tourbe est aussi une petite source de CO_2. Au Canada, le processus d'extraction, de livraison et de décomposition lors de l'utilisation finale a entraîné des rejets d'environ 0,9 Mt C en 2000. Il s'agit là de moins de 1 % de l'ensemble des émissions canadiennes dues aux activités humaines, mais il faudrait environ deux millénaires pour restaurer le carbone par le biais des processus en jeu dans les milieux humides[21].

Le réseau mondial de stations d'observation qui permet de surveiller les tendances planétaires des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone fournit également des données précieuses sur la distribution régionale et temporelle des échanges naturels de CO_2 avec l'atmosphère. Les analyses sur ce sujet doivent prendre en compte l'influence de changements interannuels de la circulation atmosphérique induits par des oscillations telles que l'oscillation Nord-Atlantique (ONA) et l'oscillation Pacifique-Amérique du Nord (PAN) sur le transport horizontal[22].

Les observations satellitaires indiquent que la productivité primaire nette (PPN) globale des écosystèmes terrestres a augmenté de 6 % depuis 1982, ce qui ajouté 3,4 Gt C par an au stockage terrestre du carbone. Une grande partie de cette augmentation a pris place sous les tropiques, surtout en Amazonie. Des changements du climat, dont une réduction de la nébulosité sous les tropiques, en ont été un facteur primaire. Quand on ajoute les estimations modélisées de l'effet compensateur de la

respiration, la productivité nette des écosystèmes (PNE) globale entre 1982 et 1998 montre de très fortes variations d'une année à l'autre, allant d'une source significative de 0,6 Gt C/an à un important puits de 2,1 Gt C/an. De plus, malgré la forte croissance régionale de la PPN, les tropiques ne constituent pas, en moyenne, un puits net significatif de carbone. Cependant, elles sont la cause première de la variabilité interannuelle de la PNE mondiale observée. Par contraste, les régions de l'Amérique du Nord ont régulièrement extrait de l'atmosphère une moyenne de 0,2 à 0,3 Gt C/an. Un nouvel inventaire du carbone des forêts tempérées et boréales de l'hémisphère Nord appuie cette conclusion, et suggère que, dans les années 1990, ces forêts ont stocké quelque 0,9 Gt C/an dans la seule biomasse sur pied. Cette valeur, environ le double de celle des années 1980, suffit à expliquer à peu près la moitié du puits estimatif de carbone atmosphérique dans les écosystèmes terrestres de la planète (dit carbone « manquant »). Bien qu'on ne s'entende pas totalement sur l'ampleur réelle du puits représenté par les écosystèmes de l'Europe, certaines études donnent à penser qu'il pourrait atteindre 0,3 à 0,55 Gt C/an[23-26].

Divers facteurs environnementaux ont une influence significative sur le rôle des écosystèmes terrestres en tant que puits et sources de dioxyde de carbone. Certains font baisser la productivité écologique ou monter les pertes de carbone par respiration et combustion, et donc réduisent l'ampleur des puits ou accroissent celle des sources. Par exemple, environ les deux tiers du fort accroissement des concentrations atmosphériques de CO_2 observé pendant l'intense épisode El Niño de 1997-1998 était probablement dû à l'augmentation des feux de friches causés par la sécheresse[27].

On s'attend à ce que, dans l'avenir, les effets combinés de l'augmentation des concentrations de CO_2, du réchauffement et du changement des régimes hydrologiques induisent des changements significatifs des processus écologiques régionaux et donc de la dynamique du carbone. Ces effets sur le climat peuvent s'ajouter aux effets concomitants de l'augmentation de la fertilisation par le CO_2, ou les compenser. Par exemple, une hausse de la PPN des tourbières causée par l'augmentation des concentrations de CO_2 peut faire croître significativement l'exportation de carbone organique dissous des écosystèmes aquatiques, dont une partie peut être converti en CO_2 gazeux et libéré dans l'atmosphère. Dans la toundra d'Alaska, les effets positifs sur la PPN de la fertilisation par le CO_2 et par N pourraient être plus que contrebalancés par l'augmentation de la perte de carbone des sols plus profonds. De plus, dans des régions plus polluées, la hausse des concentrations d'ozone troposphérique peut faire diminuer la productivité des végétaux et donc annuler une partie des gains attribuables à l'enrichissement en CO_2[28-32].

Des expériences menées avec des modèles couplés climat – végétation dynamique – cycle du carbone indiquent que ces rétroactions écologiques pourraient faire ralentir graduellement l'absorption terrestre nette du CO_2 atmosphérique. En fait, les écosystèmes terrestres pourraient devenir une source nette de CO_2 atmosphérique d'ici 2100. Les océans semblent devoir rester un grand puits de carbone atmosphérique mais, si l'ampleur des sources devenait très grande, elles pourraient plus que contrebalancer le puits océanique d'ici 2100. Les résultats des simulations obtenus jusqu'ici donnent à penser que les effets nets sur les concentrations atmosphériques de CO_2 pourraient alors aller d'une augmentation relativement faible de 90 ppmv à une augmentation de 680 ppmv, en surplus de celle prévue sans tenir compte de ces rétroactions. Cette importante plage des importances projetées des rétroactions écologiques vient s'ajouter aux incertitudes quant à la réponse du climat aux forçages externes[12,33-36].

Plusieurs évaluations récentes des actuels puits océaniques du carbone, basées sur des données d'observation, indiquent que la grandeur moyenne annuelle des puits, qui était d'environ 1,6 Gt C/an dans les années 1980, est passée à environ 2 Gt C/an dans les années 1990. Les résultats suggèrent que l'absorption dans les régions tropicales par rapport aux latitudes plus élevées est plus grande que ne l'estimaient par le passé les simulations des modèles de l'océan. Les experts estiment toutefois que, vu la piètre performance de ces modèles par rapport aux données actuelles, leurs projections de l'absorption du carbone par les océans devrait encore être prise avec prudence[37-39].

Certains craignent en outre que l'augmentation des concentrations atmosphériques de CO_2 ne fasse monter graduellement l'acidité des couches superficielles de l'océan à mesure que ce gaz est absorbé à la surface. Le pH de la surface de l'océan a déjà baissé de 0,1 au cours du dernier siècle et pourrait encore descendre de 0,7 d'ici 300 ans. Cette baisse du pH pourrait avoir un impact significatif sur l'activité biologique, en particulier celle des espèces à coquille ou squelette calcaires, et réduire la capacité des océans d'absorber le CO_2 atmosphérique excédentaire. Les deux phénomènes ne sont peut-être pas liés, mais la productivité océanique a diminué d'environ 6 % dans les dernières décennies[40-42].

2.2 Autres gaz à effet de serre

Les données des carottes de glace de l'Antarctique indiquent que les concentrations atmosphériques de méthane ont varié, dans les 650 000 dernières années,

entre des minimums de ~400 parties par milliard (ppb) pendant les périodes glaciaires à des maximums d'environ 770 ppb pendant les stades interglaciaires. Bien que les changements de la concentration de méthane semblent suivre de très près ceux de la température pendant la plus grande partie des cycles glaciaire-interglaciaire, on note un retard inhabituel de la réponse pendant la déglaciation survenue il y a 430 000 ans, semblable à celui constaté pour le CO_2. La raison de ce retard n'est pas encore bien comprise[9,43].

Certains auteurs ont avancé l'hypothèse que les contributions humaines au bilan planétaire du méthane ont pu commencer avec le début de la culture du riz en Eurasie, il y a environ 3 000 ans. Toutefois, comme on comprend mal les contributions naturelles à la variabilité de la production de méthane, il est encore difficile d'identifier le début des contributions humaines dans les enregistrements des carottes de glace[18,44].

Depuis quelques dizaines d'années, les concentrations atmosphériques de méthane sont mesurées par un réseau de stations de surveillance allant d'Alert, dans le Grand Nord, jusqu'au pôle Sud. Les analyses de ces données montrent que les taux d'augmentation de ces concentrations ont été importants (entre environ 10 et 15 ppb par an) au cours des années 1980, mais ont ralenti et sont devenus plus variables dans les années 1990. Ces changements pourraient être dus à une baisse et à de grandes fluctuations des émissions par les milieux humides naturels et d'autres sources biologiques au cours de la dernière décennie. L'analyse isotopique des données observées, par exemple, suggère qu'une courte période de forte augmentation des concentrations, entre 1998 et 1999, a été causée par un flux inhabituellement élevée en provenance des milieux humides, surtout sous les tropiques, et par un brûlage excessif de la biomasse au cours de l'année. Les concentrations sont restées relativement constantes entre 1999 et 2002, puis ont encore augmenté d'environ 5 ppb en 2003. En 2004, les concentrations au site canadien d'observation du méthane d'Alert (Nunavut) ont été en moyenne d'environ 1850 ppb. Il n'est toujours pas certain si les tendances récentes sont une indication d'un nouvel état d'équilibre du bilan du méthane ou un palier temporaire dans sa tendance à la hausse[11,45-47].

La baisse des émissions de méthane des milieux humides pourrait être due à une acidification découlant du dépôt de sulfates dans les régions polluées de l'hémisphère Nord. L'acidification peut en effet inhiber les processus microbiens produisant le méthane dans les milieux humides. Les modélisations donnent à penser que l'acidification a déjà pu faire baisser de 8 % la production mondiale de méthane des milieux humides, et pourrait encore l'abaisser de 15 % d'ici 2030. Les effets combinés des réductions des émissions de sulfates et du changement climatique pourraient cependant renverser cette tendance après 2030. En fait, les études des milieux humides menées à l'aide de modèles du climat donnent à penser que, au moment du doublement du CO_2, il pourrait y avoir une augmentation annuelle moyenne de la production hémisphérique de méthane des milieux humides de près de 80 %, les augmentations les plus importantes survenant à l'été des latitudes élevées. Ces rétroactions sont encore difficiles à projeter avec confiance, et ne sont pas incluses dans les modèles du climat mondial à l'heure actuelle[48-50].

Les processus biologiques prenant place dans les lacs peuvent aussi contribuer pour environ 10 % aux émissions naturelles de méthane. Les réservoirs créés pour la production hydroélectrique peuvent donc ajouter significativement aux émissions mondiales de méthane, surtout s'ils sont peu profonds. Dans certaines régions de l'Arctique, la dégradation du pergélisol peut également faire croître la superficie de milieux humides dans l'Arctique, et ajouter aux émissions naturelles de méthane de ces régions. Les processus en jeu sont cependant complexes et variables. Une autre source naturelle secondaire de méthane pourrait être les volcans de boue qui, à l'échelle de la planète, peuvent libérer environ 2 à 3 % du bilan total du méthane, et jusqu'à 5 % en période d'éruption[51-54].

La plus grande partie du méthane présent dans l'atmosphère en est extrait sous l'effet des réactions chimiques avec le radical OH qui y prennent place, et environ 10 % en est extrait par absorption dans les sols terrestres. Cette extraction pourrait être très importante dans les régions où les sols ne sont pas perturbés ni affectés significativement par le dépôt d'azote[55].

Les hydrates de gaz naturel sont un vaste réservoir de méthane; si les rétroactions du climat conduisent à la libération de ce gaz, il pourrait s'ensuivre une augmentation très rapide de ses concentrations atmosphériques. Bien que considérés comme très peu probables dans le prochain siècle, ces processus semblent quand même s'être produits par le passé et pourraient avoir plus de chances de se répéter qu'on ne le pensait précédemment. Un événement de ce genre pourrait avoir joué un rôle dans le réchauffement brutal qui a marqué le début de l'Éocène il y a quelque 55 millions d'années. Parmi les causes possibles de cette libération soudaine de méthane des hydrates figurent les cheminées volcaniques hydrothermales et l'éruption d'eau interstitielle riche en méthane sur le plancher océanique à la suite de perturbations telles que des glissements de terrain[56-57].

De nouvelles données provenant de carottes de glace de l'Antarctique révèlent que les concentrations planétaires d'oxyde nitreux (N_2O) ont également varié en étroite corrélation avec les changements de la température pèndant les cycles glaciaire-interglaciaire des 650 000 dernières années. On observe des maximums de près de 280 ppb pendant les interglaciaires. Les concentrations actuelles sont de l'ordre de 320 ppb[11,43].

3.0 FORÇAGE RADIATIF

La plupart des études par modélisation du climat utilisent l'effet des changements du bilan radiatif planétaire net au sommet de l'atmosphère (SA) sur la réponse à l'équilibre de la température à la surface de la Terre comme mesure de la « sensibilité du climat » pour comparer les effets relatifs des divers forçages externes sur le climat à la surface de la planète. Cependant, ce paramètre ne prend pas en compte les différences liées à l'altitude, à la saison et à la latitude des effets et rétroactions des autres forçages. Les changements du bilan énergétique SA dus à une augmentation des concentrations d'ozone dans la haute troposphère, par exemple, ont sur les températures en surface un effet significativement moindre qu'un changement équivalent du rayonnement SA résultant d'une augmentation des concentrations de CO_2. De même, les modèles ont tendance à sous-estimer le forçage des aérosols. C'est pourquoi certains auteurs sont en faveur d'un indice de forçage SA corrigé ou d'autres méthodologies pour prendre en compte ces différences dans la sensibilité du climat[58-60].

3.1 Gaz à effet de serre

De récentes études des changements du bilan radiatif SA dus aux augmentations passées de l'ozone troposphérique suggèrent une augmentation nette de 0,49 W/m^2, entraînant une hausse des températures planétaires en surface moyennes de près de 0,3 °C. Cependant, le forçage et donc le réchauffement qui l'accompagne varient significativement d'une région et d'une saison à l'autre. Entre autres, on estime que, dans certaines régions d'Eurasie et d'Amérique du Nord, ce réchauffement a atteint en été jusqu'à 0,8 °C. Les changements futurs du forçage de l'ozone pourraient faire monter le rayonnement SA net d'encore 0,5 W/m^2 d'ici 2100, ce qui viendrait ajouter au forçage des gaz à effet de serre bien mélangés. Cet état de choses pourrait être encore plus amplifié par des rétroactions positives de l'abondance de l'ozone dues à une baisse des températures de la stratosphère et à une augmentation des échanges d'ozone à travers la tropopause[61-63].

Il semble peu probable que les émissions par les avions de précurseurs de l'ozone comme les NO_x dans la haute troposphère aient un impact significatif sur le climat. En effet, toute augmentation locale de l'ozone ainsi causée devrait induire une augmentation des concentrations du radical OH et donc des baisses concomitantes du méthane[64].

3.2 Aérosols anthropiques

Les études menées à l'aide de modèles du climat sur le forçage radiatif direct et indirect des actuelles émissions anthropiques de sulfates et autres aérosols continuent de donner des résultats entachés de beaucoup d'incertitude. Certaines donnent à penser que les forçages indirects des seuls aérosols sulfatés ont pu atténuer de 0,5 °C le réchauffement dû aux gaz à effet de serre survenu au cours du dernier siècle. D'autres suggèrent que les effets directs et indirects nets de tous les aérosols auraient pu avoir un impact compensateur atteignant jusqu'à -1,3 °C. Cette incertitude est en partie due au paramétrage insuffisant de la réduction de l'humidité au-dessus des nuages, des rétroactions des nuages et des précipitations, du rôle des nuages élevés et de l'effet des aérosols de noir de carbone (suies). Des études plus récentes qui ont tenté d'inclure certains de ces facteurs donnent à penser que le forçage indirect des aérosols est de l'ordre de 1 W/m^2, une valeur nettement plus basse et beaucoup plus proche des observations (entre -0,6 et -1,2 W/m^2) que les résultats d'études antérieures utilisant des schémas plus simples[65-71].

Le rôle de la hausse des concentrations des aérosols de noir de carbone (suies) dans ce forçage radiatif se révèle particulièrement complexe. Par exemple, le noir de carbone peut souvent recouvrir d'autres particules d'aérosols qui reflètent le rayonnement solaire, ce qui rend son rôle de forçage positif beaucoup plus important que ne le donnaient à penser les hypothèses passées de simple mélange des aérosols. Par contre, si la suie est injectée dans l'atmosphère par des aéronefs volant à haute altitude, son effet net pourrait être négatif. Certains des changements dans la dynamique de l'hydrologie et de l'atmosphère induits par les concentrations d'aérosols de noir de carbone pourraient aussi avoir un effet compensateur. Enfin, lorsque les aérosols de suie finissent par se déposer sur la surface de la Terre par gravité, ils peuvent entraîner une baisse significative de la réflexion de la lumière solaire par des surfaces de fort albédo, comme la neige et la glace. Ces effets en surface, renforcés par les rétroactions de la fonte de la neige et de la glace, ont déjà jusqu'ici pu induire un forçage positif net sur l'hémisphère Nord de 0,3 W/m^2, atteignant jusqu'à 1 W/m^2 dans certaines régions très polluées. C'est pourquoi, même

si leur effet planétaire net est probablement très faible, les aérosols de suie ont des impacts importants sur le climat au niveau régional[72-76].

Les études ne concordent pas toujours sur l'ampleur nette du forçage total par les aérosols, mais elles s'entendent sur le fait que ces effets sont très variables dans le temps et l'espace, à cause à la fois des différences régionales dans le type et l'intensité des émissions et de la fluctuation des processus de rétroaction d'une saison et/ou d'une région à l'autre. Par exemple, sur l'océan Arctique, les effets directs et indirects combinés des aérosols peuvent avoir un léger effet net moyen de réchauffement (par contraste avec leur fort effet refroidissant aux latitudes plus basses). Cette moyenne annuelle tient au fort effet de réchauffement dans la région en hiver, compensé par un refroidissement net en été. De même, les importantes émissions locales d'aérosols provenant des récents brûlages de biomasse dans le sud-est de l'Asie ont pu avoir un impact régional positif significatif sur le forçage radiatif, en particulier dans les régions couvertes de nuages. À l'échelle planétaire, ces différences régionales et saisonnières ont à leur tour de fortes influences sur la circulation atmosphérique (dont un décalage vers le sud de la zone de convergence intertropicale [ZCIT]) et donc sur les régimes de nébulosité et de précipitations[66,77,78].

Certaines études donnent encore à penser que l'augmentation des émissions d'aérosols par les avions dans la haute troposphère a pu avoir un effet significatif sur les propriétés des cirrus au niveau régional et donc sur le bilan radiatif net. Par contre, les modèles de la circulation générale indiquent que les réponses du climat en surface aux changements du rayonnement SA (sommet de l'atmosphère) induits par les traînées de condensation pourraient être nettement moindres que celles dues à un forçage SA similaire par le CO_2. En outre, l'effet net sur les températures en surface sera significativement atténué par les effets de l'inertie du système climatique[79-80].

Selon les projections des émissions d'aérosols présentées dans le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES), il est probable qu'au cours du prochain siècle l'effet de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre ne sera presque plus masqué à l'échelle planétaire. En effet, des mesures de lutte contre la pollution de l'air ont été mises en place, surtout dans les régions industrialisées de la planète. Cependant, comme les émissions de certains pays en développement devraient continuer à augmenter, la distribution régionale du forçage à venir par les aérosols devrait changer de façon significative[81-82].

3.3 Changement d'affectation des terres

Le forçage global net causé par les changements de la couverture végétale planétaire dus aux activités humaines des derniers siècles reste méconnu, les plages d'estimations allant de légèrement négatives à légèrement positives. Ces changements ont pourtant été un des facteurs historiques dominants des changements climatiques régionaux. Par exemple, le changement d'affectation des terres a probablement eu un effet refroidissant aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. En Amazonie, il semble avoir causé une baisse significative des précipitations sur la région, surtout pendant les saisons des pluies. Si toutes les forêts de la planète étaient remplacées par des prairies, le climat mondial pourrait immédiatement se refroidir de 1,1 °C, et même de plus de 2 °C une fois les lentes rétroactions de la végétation et des océans pleinement entrées en jeu. Des modifications tant de l'albédo de la surface que des flux d'humidité et de chaleur latente sont des facteurs importants. Les changements que pourrait plausiblement subir la couverture végétale d'ici 2100, selon les projections SRES, pourraient entraîner un réchauffement local atteignant jusqu'à 4 °C. C'est pourquoi certains auteurs avancent que les simulations par des modèles du climat de changements passés et futurs du climat, surtout au niveau régional, devraient inclure aussi le changement d'affectation des terres en tant que facteur de forçage anthropique[83-88].

3.4 Forçages naturels

Les reconstructions de l'activité solaire pendant l'Holocène (l'actuel interglaciaire) basées sur les enregistrements de cernes de croissance des arbres et de carottes de glace indiquent que des changements périodiques de l'irradiation solaire ont été un facteur important de la variabilité du climat mondial au cours de cette période. Dans les 70 dernières années, l'activité magnétique solaire a été relativement forte, des niveaux similaires n'apparaissant que sur 10 % de la totalité de l'enregistrement pour l'Holocène. Le forçage solaire a donc probablement été un facteur significatif des tendances au réchauffement connues dans les derniers siècles. Des experts danois avaient par le passé avancé qu'il existait une relation étroite entre la longueur du cycle solaire et les températures sur les terres de l'hémisphère Nord au cours du dernier demi-siècle, mais la récente correction des erreurs présentes dans leur analyse donne à penser qu'il en est autrement. Alors que les longueurs des cycles n'ont en moyenne pas changé de façon significative, les températures ont monté rapidement. De nouvelles estimations du rayonnement solaire incident

au sommet de l'atmosphère issues de mesures satellitaires donnent aussi à penser que l'irradiance solaire a augmenté au cours des 23 dernières années. Bien que l'ordre de grandeur de cette augmentation soit sujet à controverse et sa persistance à long terme incertaine, cet état de choses suggère néanmoins qu'elle peut avoir ajouté à l'important forçage radiatif positif des gaz à effet de serre pendant les dernières décennies. Cependant, les experts conviennent généralement qu'il est peu probable que le forçage solaire ait été un facteur dominant des changements climatiques du dernier demi-siècle. De plus, la charge moyenne dans la stratosphère d'aérosols provenant d'éruptions volcaniques a augmenté au cours de cette période, entraînant un effet estimatif de refroidissement plus élevé que n'importe quel forçage positif attribuable aux récentes augmentations de l'irradiance solaire. C'est pourquoi on estime que le forçage solaire-volcanique net des 50 dernières années est négatif[88a,94].

Les analyses passées des données de rayonnement en surface provenant de réseaux et de satellites ont indiqué que la quantité de rayonnement solaire total atteignant la surface de la Terre a baissé entre 1983 et 1990, baisse s'inscrivant dans une tendance souvent dite « obscurcissement global ». Cependant, de nouvelles études reposant sur des données mises à jour montre que la tendance a changé ces dernières années. Bien qu'il ne soit pas revenu aux niveaux de 1960, le rayonnement global net incident à la surface est supérieur de 0,16 W/m^2 à celui de la totalité de la période 1983-2001. Ce renversement de la tendance semble tenir à la transparence de l'atmosphère liée aux mesures de lutte contre la pollution de l'air adoptée dans de nombreuses régions du monde, davantage qu'à une augmentation de l'insolation au sommet de l'atmosphère. Cette hypothèse concorde également avec les nouvelles mesures satellitaires de l'albédo de la planète, qui indiquent une faible baisse de l'albédo net entre 2000 et 2004[95-99].

3.5 Forçage radiatif net

Les simulations modélisées régies par le forçage net historique dû aux effets combinés des changements des concentrations de GES et d'aérosols, de l'insolation, de l'affectation des terres et de l'albédo de la neige donnent à penser que la Terre absorbe actuellement 0,85 W/m^2 plus d'énergie qu'elle n'en renvoie vers l'espace. Une grande partie de cette énergie excédentaire est stockée dans les océans, comme l'indiquent les mesures au sol et satellitaires de la hausse du contenu thermique de l'océan au cours des 10 dernières années. Par conséquent, à cause de ce puits océanique de chaleur, l'impact complet du déséquilibre de l'énergie radiative mettra de nombreuses décennies avant d'être perçu sous la forme de changements de la température à la surface de la Terre. Ce retard donne un certain temps pour se préparer à ces impacts et les atténuer. Cependant, plus ces mesures d'atténuation sont repoussées dans le temps, plus grand sera le changement final et plus grand le risque qu'il soit irréversible[73,100].

Les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols des pays tant de l'Organisation de coopération et de développement économiques (OCDE) que de l'Asie ont joué jusqu'en 1980 des rôles importants dans cette augmentation du forçage radiatif net. Cependant, les programmes de l'OCDE visant à réduire les pluies acides ont depuis supprimé une grande partie de l'effet masquant des aérosols sulfatés, contrairement à ce qui se passe au-dessus de l'Asie. Donc, en 2000, le rôle de l'OCDE a été plus important que celui de l'Asie[101].

4.0 MODÈLES

4.1. Processus et développement des modèles

4.1.1 Processus atmosphériques

Représenter exactement le rôle des aérosols et des rétroactions de la vapeur d'eau et des nuages dans le système climatique demeure un grand défi pour les modélisateurs du climat. Il se fait cependant des progrès réguliers pour lever certaines des incertitudes. Par exemple, les données observationnelles sur les gradients est-ouest de la température et de l'humidité présents sur l'Europe dans les récentes décennies concordent avec une forte rétroaction positive de la vapeur d'eau. De même, tant les observations satellitaires que les études par modèle simple indiquent que l'humidité absolue dans la haute troposphère (où la rétroaction de la vapeur d'eau est particulièrement importante) augmente d'environ 9 ppm par degré de réchauffement. Cette valeur n'est cependant pas suffisante pour que l'humidité relative reste constante. C'est pourquoi, bien que ces résultats confirment la force de la rétroaction positive de la vapeur d'eau, les modèles qui postulent une humidité relative constante pourraient en surestimer l'ordre de grandeur[102,103].

L'inclusion d'une meilleure compréhension des processus de l'hydrologie et des aérosols dans les paramétrisations concernées des modèles du climat a aidé à « assombrir » les nuages modélisés et à rapprocher des

valeurs observées l'absorption atmosphérique simulée du rayonnement solaire incident de courte longueur d'onde. Les résultats de simulation montrent aussi que, sous les tropiques, les nuages réagissent plus aux changements de la dynamique verticale et aux anomalies locales de la température de surface de la mer (TSM) plus qu'à des changements moyens des TSM. Les effets indirects des aérosols sur les nuages, en plus d'en altérer la brillance et la durée de vie, modifient la quantité de chaleur latente qu'ils transportent dans l'atmosphère. De plus, l'inclusion de schémas de nuages interactifs plutôt que fixes amplifie significativement la réponse du climat aux forçages externes, en particulier sur l'Arctique. Ces résultats et d'autres rappellent la nécessité de toujours améliorer les descriptions microphysiques des aérosols et des processus hydrologiques dans les modèles du climat pour en améliorer les simulations[104-108].

Même si la plupart des données d'observation semblent généralement concorder avec les modélisations des processus atmosphériques et la réponse au réchauffement récent, il persiste des écarts significatifs qui doivent être examinés plus à fond. Par exemple, à l'inverse des tendances mondiales projetées par les modèles, les observations satellitaires montrent que, depuis 1985, la quantité de rayonnement sortant au sommet de l'atmosphère (SA) a en fait augmenté sur la zone tropicale comprise entre 40S et 40N. Cette augmentation a été compensée par l'augmentation du rayonnement solaire qui atteint la surface. Les deux tendances semblent être une réponse à une quantité moindre de nuages à ces latitudes, et pourrait être liée à un cycle pluridécennal mal rendu par les modèles. En outre, les données des satellites et des radiosondes montrent aussi une tendance prononcée au refroidissement dans la stratosphère, qui ne peut pas totalement être expliquée par la plupart des simulations forcées par des changements des concentrations de gaz à effet de serre bien mélangés, d'ozone stratosphérique et de vapeur d'eau. Cet état de choses pourrait être imputable à une mauvaise résolution de la physique des ondes de gravité dans les modèles. De récentes simulations effectuées avec un modèle qui comble cette lacune ont montré un meilleur accord avec les observations. Des résultats de simulations indiquent aussi une accentuation du gradient méridional de la température près de la tropopause, qui induit une boucle de rétroaction dynamique positive faisant intervenir un renforcement du vortex polaire. Si cette rétroaction devait se poursuivre, les continents de l'hémisphère Nord vont probablement continuer à se réchauffer rapidement pendant l'hiver. Le fort vortex polaire retarderait aussi le rétablissement de l'ozone stratosphérique sur l'Arctique. De plus, la poursuite d'un régime de refroidissement de la stratosphère et de réchauffement de la troposphère aurait tendance à altérer la propagation des ondes de gravité et le transport de moment angulaire, et donc à produire des phases positives plus intenses de l'oscillation Arctique et de l'oscillation Nord-Atlantique[109-111].

4.1.2 Processus en jeu sur les terres

Après trente ans de recherches sur les processus en jeu à la surface des continents, des progrès significatifs ont été réalisés dans la paramétrisation de ces processus dans les modèles du climat, mais on ne parvient pas encore bien à quantifier avec exactitude la réponse de la surface des terres au changement climatique et sa variabilité. Cette situation est due en partie à la rareté des données observationnelles nécessaires pour paramétriser les processus en question. Cependant, diverses autres améliorations, comme une meilleure résolution des modèles, l'ajustement des algorithmes de conductance de la canopée au type de forêt en jeu et la prise en compte des rétroactions du système écosystèmes terrestres-circulation océanique, seront aussi nécessaires[112-116].

Les effets directs du CO_2 et les changements du climat sont aussi des facteurs importants régissant le rôle des écosystèmes terrestres en tant que rétroaction dans le cycle global du carbone, et donc des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre. Les premiers sont le moteur principal de la réponse photosynthétique de la végétation, et les seconds des processus de respiration des écosystèmes. Les rétroactions hydrologiques qui en découlent deviennent aussi d'importants modificateurs de ces impacts. On n'a toujours pas de certitude quant à la manière dont ces facteurs vont influer sur le stockage du carbone dans les écosystèmes terrestres. C'est pourquoi les estimations varient, du maintien d'un vaste puits terrestre du carbone dans tout le prochain siècle (qui compenserait les effets des émissions humaines de CO_2) à une transformation, au milieu du siècle, en source de CO_2 atmosphérique qui devient importante vers 2100. Les facteurs clés pour déterminer quelle hypothèse est la plus probable sont la suffisance des apports d'azote et autres nutriments nécessaires pour maintenir les actuels processus des puits de CO_2 et la réponse de l'écosystème amazonien aux changements du climat. Ces incertitudes quant à la réponse de l'écosystème terrestre viennent s'ajouter à celles concernant les futures concentrations atmosphériques de CO_2 et donc les projections du climat[12,36,117-121].

D'autres rétroactions de la végétation sur le climat pourraient avoir une certaine importance. Par exemple,

le changement climatique pourrait altérer les émissions d'isoprène de la végétation de surface. Comme l'isoprène est un précurseur de l'ozone, cette situation pourrait agir sur les concentrations d'ozone et le forçage des gaz à effet de serre. Le déboisement dans des régions tropicales comme le Brésil pourrait alors y faire baisser les émissions d'isoprène et donc la production d'ozone. Cependant, sur les forêts boréales du Canada, le réchauffement pourrait accentuer les émissions d'isoprène. De même, des changements du climat peuvent modifier le transport atmosphérique de poussière minérale de la surface des terres vers les océans. Des simulations récentes donnent à penser que la charge de poussière atmosphérique pourrait, d'ici 2100, baisser de 20 à 60 % par rapport aux niveaux préindustriels. Comme la poussière minérale peut être une importante source de nutriments pour les écosystèmes océaniques, cette réduction peut faire baisser à la fois les puits océaniques du carbone et l'albédo de la planète. Les deux réponses sont des rétroactions positives qui amplifient le réchauffement déjà en course[122-123].

4.1.3 Processus océaniques

Les multiples rétroactions de la circulation océanique dans le système climatique sont complexes et encore mal comprises. Les modélisations et les études des données paléoclimatologiques donnent généralement à penser que le système de la circulation thermohaline (CTH) de l'océan a deux états stables, l'un avec une CTH forte et l'autre dans lequel le système est arrêté. Le passage de l'un à l'autre semble étroitement lié à des changements de la formation et du volume des glaces continentales et de mer, surtout pendant les périodes glaciaires. Par contre, pendant les interglaciaires, lorsque les variations du volume de glace continentale sont plus faibles, les rétroactions de la température, de l'hydrologie et de l'atmosphère prennent de plus en plus d'importance. Certaines de ces rétroactions ont tendance à accentuer le retournement de l'océan (et donc à renforcer la CTH) et d'autres à l'atténuer. Les rétroactions peuvent aussi différer d'une partie du système océanique à l'autre. Par exemple, on projette pour le prochain siècle et au-delà des changements de l'intensité et de la distribution planétaire des précipitations, du ruissellement et de l'apport d'eau douce par la fonte à la fois de la glace de mer et des glaces terrestres, qui sont très susceptibles d'adoucir les eaux de surface de l'Atlantique Nord (donc de les rendre moins denses) et ainsi d'affaiblir la circulation de retournement de l'Atlantique. Par ailleurs, des changements du cycle hydrologique planétaire pourraient entraîner une augmentation concomitante de la salinité des eaux de surface dans le Pacifique, y accentuant le retournement méridional. Les paléoenregistrements donnent à penser que de tels changements déphasés des climats de l'Atlantique et du Pacifique, l'océan Austral en constituant le pivot, se sont déjà produits par le passé. De tels changements de la salinité relative de la surface entre des bassins océaniques différents pourraient exercer autant d'influence sur les régimes de la circulation océanique planétaire que les changements plus régionaux survenant dans l'Atlantique Nord. C'est pourquoi l'ordre de grandeur des changements futurs de la circulation océanique reste incertain et dépendant du modèle. En outre, les changements dans la CTH vont à leur tour modifier encore plus les régimes planétaires de la circulation atmosphérique et des précipitations, et agir sur le rôle des écosystèmes terrestres en tant que sources et puits d'humidité et de dioxyde de carbone. De la même manière, le ralentissement ou l'arrêt de la CTH dans l'Atlantique Nord pourrait entraîner une expansion de la glace de mer aux latitudes élevées et donc un refroidissement de ces régions plutôt qu'un réchauffement. Même si certaines de ces rétroactions supplémentaires sont probablement mineures à l'échelle planétaire, elles peuvent être importantes aux échelles locale et régionale. Ces rétroactions complexes entre l'atmosphère, les océans, les écosystèmes et la cryosphère, certaines étant négatives et d'autres positives, rendent beaucoup plus délicat de projeter avec confiance les impacts régionaux du changement climatique[115,124-131].

D'autres facteurs peuvent intervenir substantiellement dans la régulation de la réponse de l'océan au changement climatique. Par exemple, une élévation de la température du réservoir d'eaux chaudes du Pacifique tropical peut accentuer l'instabilité régionale de l'océan, et donc causer des épisodes El Niño plus forts et renforcer l'exportation vers les pôles de la chaleur qu'ils génèrent, situation qui à son tour aide à abaisser les températures des tropiques et à ramener le système vers la stabilité. Le réchauffement de l'océan peut également entraîner une augmentation des émissions de sulfure de diméthyle de sa surface. Comme ces émissions constituent des noyaux de condensation, il peut s'ensuivre une augmentation de la nébulosité et une rétroaction négative. Celle-ci sera probablement mineure à l'échelle planétaire, mais pourrait être significative à l'échelle régionale et donc être un facteur de plus influant sur les régimes régionaux du climat[132-133].

Les océans sont aussi un élément important du cycle mondial du carbone. Par comparaison avec ce qui se passe dans les écosystèmes terrestres, les rétroactions physiques et biologiques du cycle du carbone en jeu

dans l'océan mondial en réponse à l'augmentation du CO_2 atmosphérique et au changement climatique sont relativement petites. En général, les rétroactions physiques liées à un affaiblissement de la circulation océanique et à un réchauffement des eaux sont positives et plus importantes que les rétroactions biologiques. Même si les océans vont probablement continuer à séquestrer une fraction substantielle du CO_2 atmosphérique excédentaire, ces rétroactions auront probablement pour effet net des concentrations atmosphériques de CO_2 en 2100 plus élevées que si elles n'étaient pas intervenues[134-135].

4.2 Simulations et projections des modèles

4.2.1 Performance des modèles et sensibilités du climat

La plupart des modèles, quand ils sont pilotés par des reconstructions réalistes des changements passés des forçages radiatifs dominants, peuvent maintenant reproduire très bien le comportement du climat du XX^e siècle. Ils montrent tous une accélération du réchauffement lors des dernières décennies, concomitante avec l'augmentation rapide de la prédominance du forçage anthropique sur les facteurs naturels. Il n'y a pas encore de consensus sur l'importance qu'ont pu avoir les forçages dus aux changements de l'irradiance solaire et des concentrations d'aérosols volcaniques. Les intercomparaisons indiquent également que la plupart des modèles présentent une relation réaliste entre les températures de différents bassins océaniques, mais ont une moins bonne performance dans la simulation des régimes barométriques hémisphériques. Une des raisons avancées pour expliquer les défis que continue de poser l'amélioration de la performance des modèles, surtout à l'échelle régionale, est le niveau intrinsèque d'incertitude introduit par les aspects non linéaires et stochastiques du système climatique. On pourrait s'attaquer à cette question en utilisant un programme collaboratif international faisant intervenir de manière probabiliste une hiérarchie de modèles pour caractériser et quantifier les incertitudes à chaque étape du processus de modélisation. Une autre raison est que les régimes régionaux de la réponse du climat aux facteurs de forçage sont souvent plus étroitement liés à des différences dans des rétroactions régionales qu'aux distributions planétaires du forçage lui-même. Par exemple, les régions des latitudes élevées et le Pacifique équatorial ont tendance à montrer de fortes rétroactions positives alors que d'autres régions ont des rétroactions négatives ou neutres[136-140].

On entend par sensibilité du climat l'ordre de grandeur d'une réponse de la température planétaire en surface à l'équilibre à un doublement des concentrations atmosphériques de CO_2. Les estimations passées de la sensibilité du climat, basées sur des simulations modélisées, se situaient en général entre 1,5 et 4,5 °C de réchauffement par doublement du CO_2. La largeur de la plage est révélatrice des grandes incertitudes qui persistent quant à la manière d'incorporer dans les modèles du climat les processus climatiques clés, surtout ceux qui sont liés au cycle hydrologique, aux nuages et aux aérosols. Par comparaison, même si la résolution du modèle est importante pour simuler les changements de grande échelle, elle a peu d'incidence sur la sensibilité du climat. Des simulations récemment effectuées à l'aides de modèles couplés et utilisant des descriptions plus réalistes de ces processus ont quelque peu rétréci la plage des projections les plus probables pour la sensibilité du climat, mais en ont aussi légèrement relevé les bornes inférieure et supérieure. Plusieurs évaluations récentes de résultats issus de multiples modèles couplés, utilisant des méthodes différentes, donnent des résultats relativement proches. Certains présentent encore des résultats semblables aux estimations précédentes, mais la plupart donnent des sensibilités moyennes du climat comprises entre 3 et 3,5 °C, et un intervalle de confiance de 90 % entre 2,4 et 5,4 °C, par doublement du CO_2. Une autre étude, menée avec une approche de simulation « multi-milliers » de type Monte Carlo faisant intervenir la participation du grand public, a généré une plage plausible de sensibilités comprises entre 2 et 11 °C par doublement du CO_2. Les études comparant avec les observations les simulations des effets de l'éruption du mont Pinatubo sur le climat suggèrent aussi une sensibilité du climat d'environ 3 °C. De même, la comparaison des données des carottes de glace de l'Antarctique avec les simulations des climats passés suggère des sensibilités de l'ordre de 4,4 à 5,6 °C par doublement. Par conséquent, même si on ne sait toujours pas quel maximum pourrait avoir la sensibilité, la conclusion collective de ces diverses études est qu'un effet de serre léger semble maintenant très peu probable[141-152].

Le temps que met le système climatique à atteindre une réponse de plein équilibre aux forçages du climat est largement déterminé par le mélange thermique de l'océan. Certaines études donnent à penser que ces temps de réponse diffèrent selon l'hémisphère, selon qu'il s'agit de l'océan profond ou des couches de mélange superficielles, et selon qu'il s'agit de forçages de refroidissement ou de réchauffement[153].

Les modèles des climats régionaux (MCR), lorsqu'ils sont emboîtés dans des modèles de la circulation générale

(MCG) ou pilotés par les sorties de ces derniers, sont des outils importants pour aider à ajouter un complément de détails régionaux aux simulations du climat. Bien que l'on continue à améliorer la performance des MCR, ceux-ci ont aussi des limites et leurs résultats doivent encore être utilisés avec prudence. Le MCR canadien, par exemple, apporte beaucoup d'amélioration à la simulation des précipitations par rapport au MCG auquel il est lié, mais semble encore simuler trop de nuages dans la stratosphère. Il s'ensuit des températures minimales quotidiennes qui sont trop élevées. Une autre limite inévitable est la qualité des apports aux frontières fournis par les MCG auxquels sont reliés les MCR[154-155].

4.2.2 Projections

Les modèles climatiques couplés avancés, quand on les utilise pour simuler la réponse du climat aux forçages radiatifs passés, montrent maintenant une bien meilleure capacité à reproduire avec exactitude les climats observés que ne le faisaient les simulations précédentes. Pour les projections, les moyennes des simulations donnent une plage d'élévation de la température planétaire d'ici 2090 allant d'un minimum d'environ 2 °C pour le scénario SRES B1 à un maximum de 3,7 °C pour le SRES A2. Ces ordres de grandeur sont semblables à ceux des études antérieures. Cependant, certains modèles projettent encore des changements beaucoup plus élevés : plus de 5 °C. Si toutes les réserves mondiales de combustibles fossiles étaient brûlées et libérées sous la forme de CO_2, les températures planétaires s'élèveraient d'au moins 8 °C d'ici l'année 2300. Les moyennes d'ensemble pour les augmentations mondiales des précipitations sont d'environ 4 à 5 %, mais il demeure des désaccords significatifs entre les modèles. En général, les modèles à plus forte sensibilité du climat montrent une moindre réponse des précipitations, et inversement. La capacité de rétention de vapeur d'eau de l'atmosphère augmente d'environ 7 % par degré de réchauffement. Il s'ensuit un allongement du temps de séjour atmosphérique de l'humidité et un ralentissement du cycle de l'eau. La plupart des modèles montrent des augmentations des précipitations dans la ZCIT, un déplacement vers le pôle du maximum de précipitations des latitudes moyennes et une baisse des précipitations dans les bandes de latitudes centrées sur 30N et 30S. On a des indications que, en moyenne, les précipitations augmentent sur les océans et diminuent sur les terres. Toutefois, les désaccords entre les modèles sont plus grands pour les zones terrestres que pour les océans. En général, la réduction des émissions d'aérosols a aussi des impacts plus importants sur les précipitations que sur la température[156-162].

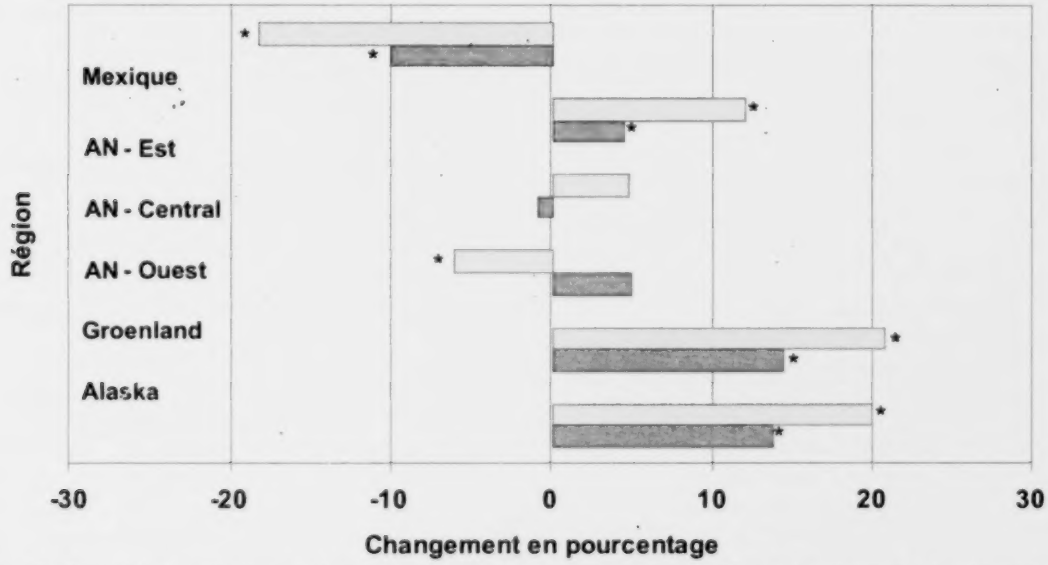


Figure 2 : Ensemble de projections de futurs changements régionaux (%) pour les saisons de précipitation humide (gris foncé) et sèche (gris pâle) pour l'Amérique du Nord et le Groenland, basé sur 20 simulations de modèles climatique couplés utilisant le scénario A1B SRES. Les astérisques indiquent qu'au moins 80% des modèles sont en accord sur le signe du changement. Notez que les saisons humide et sèche sont définies comme étant les six mois consécutifs avec le plus et le moins de précipitation régionale cumulée, donc elles varient avec les régions. Pour toutes les régions illustrées, à l'exception de l'ouest de l'Amérique du NORD (AN Ouest), la saison sèche a lieu durant la moitié la plus froide de l'année (Données provenant de Giorgi et Bi 2005, référence # 158).

L'amplification aux pôles projetée par divers modèles pour des climats plus chauds se situe entre 1,5 et 4,5 fois la moyenne planétaire. Les rétroactions de la cryosphère faisant intervenir la couverture de neige et de glace de mer sont les facteurs dominants de cette amplification, mais l'augmentation du transport de chaleur sensible et de chaleur latente des basses latitudes vers les latitudes plus élevées y contribue aussi. Ce flux d'humidité augmente en outre les précipitations dans les régions polaires. L'intensité de l'amplification varie de plus dans le temps et dans l'espace. Pour la baie d'Hudson, par exemple, les rétroactions régionales induisent deux pics d'amplification, un en hiver parce que la glace est plus mince et un second en été sur les terres adjacentes (à cause de la baisse régionale de l'humidité du sol et de la dégradation du pergélisol)[163-165].

Selon les projections de la plupart des modèles climatiques, les régions équatoriales connaîtront un réchauffement plus marqué que les régions subtropicales, ainsi qu'une accentuation du cycle climatique annuel. Ces renforcements, liés à des rétroactions mettant en jeu le flux de chaleur latente à la surface, le rayonnement de courte longueur d'onde des nuages et le mélange en surface, peuvent constituer une empreinte utile pour attribuer le changement climatique à venir à des facteurs de forçage[166-167].

En général, les modèles projettent aussi une réduction de l'amplitude thermique quotidienne (ATQ) pour la plupart des régions du globe. Les facteurs influant sur l'ATQ sont la nébulosité, la couverture végétale et l'humidité du sol. Comme les rétroactions liées au système climatique sont encore mal comprises, l'ordre de grandeur régional et même le signe du changement de l'ATQ restent incertains. On n'a quand même aucune indication solide d'un changement de la variabilité du climat à l'échelle planétaire avec l'élévation des températures[168-169].

La plupart des modèles couplés du climat, dont la version canadienne, montrent maintenant une relation réaliste entre les températures du Pacifique et celles de l'Atlantique, et simulent raisonnablement bien les indices de l'oscillation Australe, de l'oscillation Nord-Atlantique et de l'oscillation Arctique. Nombre d'entre eux ont cependant encore de la difficulté à bien reproduire le comportement de l'El Niño-oscillation Australe (ENSO), et en particulier sa variabilité tant spatiale que temporelle. Alors que les simulations donnent, pour des climats plus doux, des valeurs moyennes du comportement de l'ENSO semblables à celles d'aujourd'hui, certaines suggèrent une intensification des épisodes ENSO, et d'autres un affaiblissement. Toutefois, celles qui projettent une intensification semblent aussi avoir une moins bonne performance dans la simulation du comportement actuel de l'ENSO. L'analyse du comportement de l'ENSO dans les modèles du climat est rendue plus difficile par la non-uniformité de la distribution géographique du réchauffement à venir. Certaines simulations donnent à penser que ce réchauffement se manifestera dans un régime de type El Niño. Les paléo-indications suggèrent aussi qu'il y a eu des régimes climatiques mondiaux de type La Niña pendant le dernier maximum glaciaire. La plupart des modèles projettent aussi que l'oscillation Arctique et son impact sur la position de la dépression des Aléoutiennes s'intensifieront dans un climat plus chaud. Ces changements pourraient jouer un rôle important dans la prévision des climats régionaux à venir dans l'hémisphère Nord[64,104,136,159,170-175].

Les simulations des modèles indiquent aussi que la fonte de l'inlandsis du Groenland et/ou l'augmentation de l'apport des fleuves du Nord dans l'océan Arctique sous des climats plus chauds pourraient introduire dans l'Atlantique Nord une grande partie de l'eau douce nécessaire pour déclencher un ralentissement dévastateur de la CTH. Toutefois, le flux de chaleur à la surface joue lui aussi un rôle majeur dans cette circulation. Par conséquent, même s'il est possible que le système connaisse un ralentissement qui pourrait atteindre 50 % dans les 140 prochaines années, un arrêt total semble peu probable au cours de cette période. Dans la plus grande partie de la région, le réchauffement concomitant de la surface océanique par l'atmosphère devrait en général dominer tout effet refroidissant d'un ralentissement de la circulation. Il existe quand même d'autres rétroactions complexes faisant intervenir l'ONA, la couverture nivale, la végétation et le cycle du carbone, qui modifieraient les effets du ralentissement de la CTH, en particulier sur l'Eurasie. Si la CTH devait s'arrêter complètement, une grande partie de l'Europe connaîtrait un refroidissement[176-183].

Il y a beaucoup de désaccord entre les modèles sur l'ordre de grandeur de la réponse de la glace de mer à un réchauffement du climat. Les résultats donnent cependant à penser que la couverture de glace de l'Arctique aura diminué de plus de 10 %, et l'épaisseur de 0,3 à 1,8 m au moment du doublement du CO_2[184].

De petits changements des valeurs moyennes des précipitations et de la température peuvent se traduire par de grands changements dans la fréquence de leurs extrêmes. Alors que les études canadiennes projettent peu de changement dans les courbes de la distribution (et donc de la variabilité) des épisodes de température sur la plupart des régions du globe, les régions qui ont une couverture de neige et de glace peuvent s'attendre à de très importantes

réductions de la variabilité interannuelle des épisodes de froid extrême. Dans celles où l'humidité est réduite, on note aussi une augmentation de la variabilité des extrêmes annuels de chaleur. L'augmentation de l'évaporation à la surface fera croître la quantité de chaleur latente disponible pour fournir de l'énergie aux orages, ce qui se traduira par des épisodes de précipitations plus rares mais plus intenses. Les courbes de distribution des précipitations s'aplatissent et se décalent vers une augmentation de fréquence des épisodes intenses, deux aspects qui contribuent à faire doubler le nombre d'épisodes de précipitations extrêmes d'ici 2100. Les tempêtes extratropicales intenses devraient aussi devenir plus fréquentes et plus fortes[161,185,187].

On a aussi de plus en plus d'indications que le système climatique, s'il est soumis à des forçages externes, pourrait ne pas changer graduellement, mais passer brutalement d'un état d'équilibre à un autre. La probabilité de telles discontinuités non linéaires et potentiellement catastrophiques du climat semble augmenter avec l'intensité du forçage appliqué. Les paléoenregistrements montrent que de telles surprises se sont déjà produites par le passé, surtout pendant des périodes de changement climatique rapide entre des états glaciaires et interglaciaires relativement stables. Il n'est cependant toujours pas certain qu'un nouvel état stable serait possible avec des concentrations de CO_2 inhabituellement élevées[188-190].

5.0 TENDANCES

5.1 À l'échelle des millions d'années

Il a été postulé que le flux de rayonnement cosmique pénétrant dans l'atmosphère de Terre était un moteur primaire du climat de la planète aux échelles de temps des millions d'années, mais des évaluations subséquentes donnent à penser que ce n'est probablement pas le cas. On a des indications que des changements de l'insolation et de basses concentrations de CO_2 ont été des facteurs aux cours des âges glaciaires passés et au début du présent âge glaciaire, il y a environ 10 millions d'années. Il appert aussi que, il y a environ 55 millions d'années, un rejet brutal de méthane des hydrates présents sous le plancher océanique (possiblement consécutif à la libération de grandes quantités d'eau interstitielle riche en méthane lors de glissements de terrain sous-marins) a pu déclencher une période de réchauffement induit par les gaz à effet de serre qui a duré 100 000 ans. Les deux situations donnent à penser que le changement des concentrations de gaz à effet de serre a été un facteur des changements du climat pendant au moins des millions d'années[57,191,197].

5.2 Les 400 000 dernières années

5.2.1 Cycles glaciaire-interglaciaire

Les nouvelles données des carottes de glace de l'Antarctique font maintenant remonter l'enregistrement de la composition de l'atmosphère et du climat jusqu'à 740 000 ans BP, période sur laquelle sont survenus huit cycles glaciaire-interglaciaire. Les analyses indiquent que les variations du climat sont essentiellement homogènes sur une grande région et que les quatre premiers de ces cycles climatiques ont été plus prononcés que les quatre derniers. L'interglaciaire d'il y a environ 400 000 ans est celui qui semble le plus similaire à l'actuel, l'Holocène[9,198-199].

Avec les carottes de glace du Groenland, l'enregistrement est beaucoup plus court. Cependant, de nouvelles carottes prélevées dans le nord du Groenland couvrent la dernière période interglaciaire, entamée il y a quelque 125 000 ans et pendant laquelle les climats de la région semblent avoir été environ 5 °C plus chauds que ceux d'aujourd'hui. Les températures de la région ont lentement baissé pendant cet interglaciaire, puis ont connu une hausse soudaine avant le début de la reglaciation. Cette pointe chaude n'apparaît pas dans les enregistrements des carottes de glace de l'Antarctique. Des comparaisons avec d'autres carottes du Groenland suggèrent aussi que le changement climatique de cette région pourrait avoir été moins homogène que dans l'Antarctique[200].

Les forçages orbitaux peuvent démarrer les transitions initiales de conditions glaciaires à interglaciaires et stimuler certaines des fluctuations plus courtes et plus faibles du climat, mais les rétroactions des nuages, des glaces terrestres et marines, de la circulation océanique et du cycle du carbone sont les facteurs critiques qui contribuent à réguler la durée et l'intensité des diverses phases de ces variations. Les nouvelles données de l'Antarctique, par exemple, montrent que les changements des concentrations de gaz à effet de serre suivent de près le cycle des températures sur la totalité de l'enregistrement. Les simulations par les modèles indiquent que ce processus de rétroaction des gaz à effet de serre (qui peut être fonction de la saison) a pu contribuer, alors que les concentrations de ces gaz diminuaient, pour 60 % au refroidissement survenu pendant la lente transition entre le dernier interglaciaire vers le dernier maximum glaciaire. Ces rétroactions peuvent ne pas être les mêmes en hiver qu'en été[8,10,43,201-203].

5.2.2 Anomalies soudaines du climat

Les données des carottes de glace du Groenland portent la trace de 23 épisodes climatique brutaux survenus pendant la dernière période glaciaire, à intervalles réguliers d'environ 1470 ans. Bien que les causes de ces épisodes ne soient pas connues, il y a des indications qu'ils sont liés à d'importants changements de la CTH dans l'Atlantique et aux rétroactions de l'atmosphère, des glaces et des océans qui les ont accompagnés. Par exemple, les paléoenregistrements donnent à penser qu'un tel événement, survenu aux environs de 19 ka BP, était lié à une décharge soudaine d'eau de fonte au début de la déglaciation, qui a induit un important changement de la CTH. Il faudra disposer de meilleures données pour déterminer si ces changements de la circulation étaient ou non des réponses à des changements d'autres aspects du système climatique. Ces anomalies soudaines du climat peuvent entraîner des interactions significatives et complexes avec la croissance de la végétation dans une région. Il y a 17 000 à 15 000 ans, par exemple, un épisode de refroidissement abrupt a été accompagné d'une augmentation rapide de l'intensité des précipitations dans l'Amazonie brésilienne, mais la réponse de la végétation a montré un retard d'un à deux millénaires. Des phénomènes du même type semblent avoir été à l'origine d'effondrements de peuplements d'arbres au Portugal. Ces résultats impliquent que les écosystèmes ont des seuils critiques, et encore mal compris, qui influent sur la réaction qu'ils auront face à un changement du climat de la région[204-208].

5.3 Le présent interglaciaire

5.3.1 L'Holocène

Des données de cernes de croissance des arbres provenant de tourbières d'Irlande et des données marines de l'Atlantique Nord montrent que les climats régionaux ont été dominés par des cycles de 800 ans pendant une grande partie de l'Holocène. Ces cycles ne semblent cependant pas être bien corrélés avec les données solaires extraites des mêmes cernes de croissance. Cet état de choses suggère que, s'il y a un lien avec le forçage solaire, ce doit être par l'intermédiaire de processus indirects. On a toutefois des indications que la variabilité solaire à des échelles de temps plus courtes (200-250 ans) a pu déclencher à répétition des rétroactions de la CTH qui, à leur tour, ont influé sur les écosystèmes locaux. Les données substitutives (proxy) recueillies dans un grand nombre de glaciers de l'Alaska suggèrent elles aussi une périodicité de 200 ans qui concorde avec le forçage de la variabilité solaire[209-212].

5.3.2 Les deux derniers millénaires

On ne s'entend toujours pas sur le fait que les toutes dernières décennies aient ou non été, en termes de chaleur, sans précédent dans les derniers millénaires, surtout par rapport au petit optimum médiéval (POM) d'il y a environ 1 000 ans. Plusieurs scientifiques ont avancé que, au moins dans l'hémisphère Nord, les anomalies chaudes régionales survenues entre les années 800 et 1300 de notre ère ont dépassé les températures observées à la fin du XX^{e} siècle. D'autres leur ont cependant opposé que ces épisodes étaient locaux et non persistants, et coïncidaient souvent avec des températures plus fraîches dans d'autres parties de l'hémisphère. Pour eux, le POM est en fait une période mal définie dont l'échelle et l'intensité sont entachées d'incertitude. Quand on en fait un moyennage spatial sur une durée assez longue, les anomalies des températures moyennes de cette période semblent d'un ordre de grandeur semblable à celles de la période 1900-1970, soit environ 0,35 °C de moins qu'aujourd'hui[213-214].

Un certain nombre d'études utilisant des reconstructions des températures basées sur des données substitutives multiples ont fait remonter jusqu'à 2000 ans les enregistrements substitutifs planétaires de la température et aidé à clarifier le débat. Malgré une importante controverse sur la qualité des données, des méthodes d'étalonnage et des techniques d'analyse statistique utilisées dans ces études (on parle souvent du débat sur « bâton de hockey »), les résultats de diverses analyses utilisant des techniques et sources de données différentes concordent régulièrement sur le fait que les températures des dernières décennies du XX^{e} siècle sont probablement sans précédent sur les deux derniers millénaires, au moins dans l'hémisphère Nord. On a également des indications que le récent comportement des systèmes de circulation ENSO et ONA pourrait être anormal dans un contexte de long terme. Un certain nombre de modélisations utilisées pour tester les reconstructions des paléoclimats fournissent d'autres indications à cet effet[213,215-234].

Différentes autres études ont aussi démontré l'importance de comprendre la variabilité naturelle de fond à basse fréquence du système climatique pour mieux évaluer l'importance des récentes tendances régionales. Par exemple, des modélisations des climats de l'océan sur le dernier millénaire suggèrent que l'actuelle élévation du contenu thermique de l'océan a commencé au milieu

du XIX^{e} siècle et a été relativement linéaire depuis. Des reconstructions de la température du sol basées sur les données de trous de forage indiquent que seulement environ 20 % du réchauffement de 1 °C de la surface détecté pour l'hémisphère Nord dans les 500 dernières années est survenu avant le XX^{e} siècle. Les enregistrements de carottes de glace de glaciers de l'Himalaya et des Andes montrent également que ces régions des basses latitudes ont connu au cours du XX^{e} siècle un réchauffement à grande échelle inhabituel. En général, les enregistrements combinés de données substitutives et instrumentales donnent à penser que la tendance au réchauffement du XX^{e} siècle avait commencé avant la révolution industrielle, mais s'est accélérée pendant le XX^{e} siècle. Quand on compare ces changements aux forçages radiatifs des derniers siècles, les résultats suggèrent une sensibilité du climat planétaire de 0,4 à 0,7 °C par W/m^2 d'augmentation du rayonnement net. Cette valeur équivaut à environ 1,5 à 2,6 °C par doublement du CO_2 (selon les estimations du troisième rapport d'évaluation du GIEC pour le forçage radiatif du CO_2). Bien que situés à l'extrémité basse des estimations de la sensibilité du climat reposant sur les modélisations (voir la section 4.2.1), ces résultats sont significativement plus élevés que les estimations précédentes reposant sur des paléodonnées[140,224,235,240].

Les études canadiennes donnent des résultats similaires. Les récents maximums d'été dans les régions montagneuses de l'intérieur de la Colombie-Britannique ont été les plus chauds des 300 dernières années. La sécheresse dévastatrice de l'Ouest du Canada dans les décennies 1920 et 1930 a été la plus longue et la plus généralisée dans cette région au cours des trois derniers siècles, mais pas la plus intense. Par exemple, les changements de la composition en diatomées observés dans des sédiments lacustres du sud des Prairies canadiennes et du nord des grandes plaines des États-Unis indiquent qu'il y a eu une période très sèche dans les Prairies entre les années 500 et 800 de notre ère,

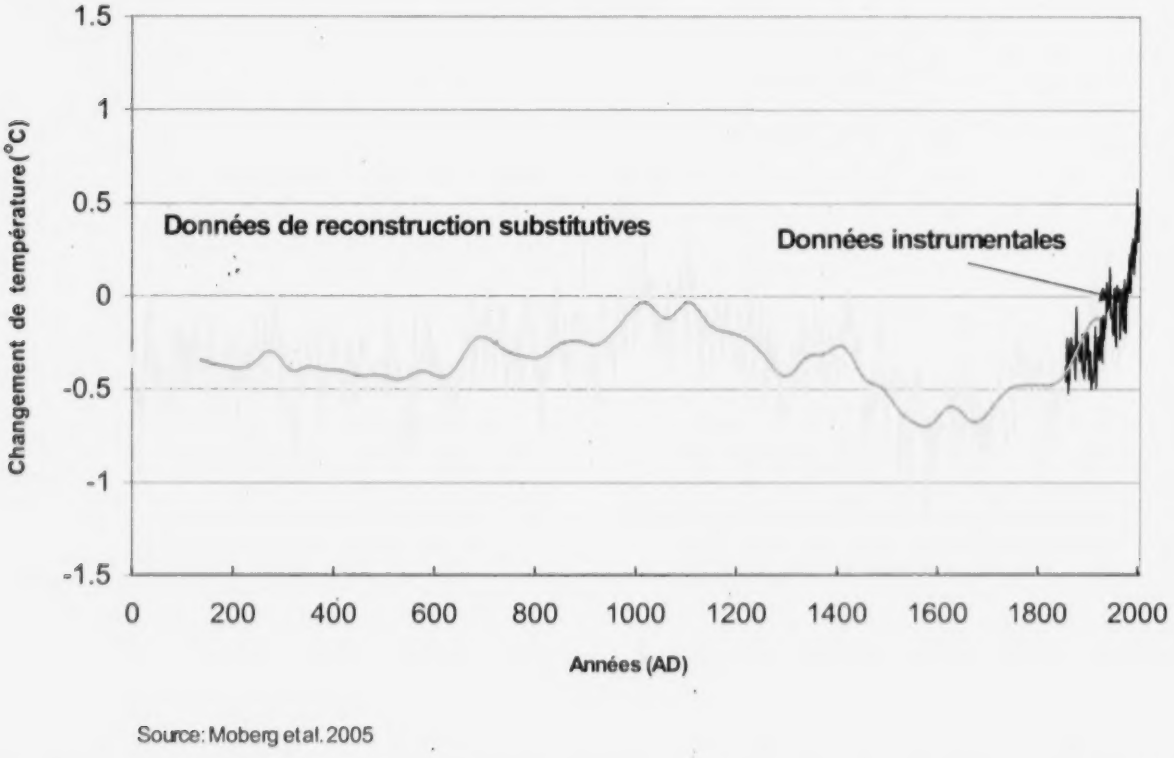


Figure 3 : Comparaison entre les températures reconstruites pour l'hémisphère nord (ligne grise) par l'utilisation de multiples données substitutives, incluant des températures, avec des données instrumentales colligées lors du dernier siècle (ligne noire). Les résultats montrent une plus forte variabilité à basse fréquence que lors d'études passées, mais continuent de démontrer une augmentation inusuelle des récentes températures (adaptée de Moberg et al. 2005, référence # 229).

et plusieurs siècles plus tard dans les plaines des États-Unis. Ces anomalies peuvent être liées à des décalages à long terme des trajectoires des tempêtes, qui pourraient se répéter avec la variabilité naturelle du climat. L'historique des températures de la surface du sol sur les 500 dernières années, reconstruit à partir des données de température de trous de forage, montre peu d'indications d'un petit âge glaciaire au Canada, et seulement un faible réchauffement avant le dernier siècle. Depuis, les températures moyennes ont monté de 0,7 °C. Dans le nord du Canada, les données de trous de forage donnent à penser que la plus grande partie du réchauffement régional de 2 °C des deux derniers siècles est survenue avant 1940. Il y a cependant des limites dans la fiabilité à accorder à des données de trous de forage épars et dans des hautes latitudes pour expliquer les récents changements de la température. Enfin, les paléodonnées donnent également des indications d'un changement prononcé de la variabilité des précipitations sur le nord de l'Ontario après 1850, peut-être imputable au fait que la variabilité climatique de la région a été dominée par l'oscillation nord-atlantique (ONA) et non plus par l'oscillation Pacifique décennale (OPD)[241-246].

5.4 Le dernier siècle

5.4.1 Méthodologies de reconstruction du climat

On dispose maintenant d'une grande diversité de bases de données qui aident à reconstruire l'évolution des températures à la surface de la Terre et dans l'atmosphère au cours du dernier siècle. Toutes présentent, pour l'interprétation, des défis qui sont liés à la couverture spatiale, aux changements systémiques des méthodes et instruments d'observation et à d'autres erreurs dans la collecte et l'analyse des données. De plus, des facteurs non climatiques, comme l'urbanisation et le changement d'utilisation des terres, peuvent aussi affecter les enregistrements des températures. C'est pourquoi les enregistrements météorologiques doivent être débarrassés de ces biais pour pouvoir être utilisés en vue de décrire exactement le comportement réel des climats régionaux et planétaire. Certains avancent que les tendances au réchauffement planétaire observées pourraient donc être des artéfacts de ces erreurs de données. Des experts continuent cependant à améliorer les ajustements apportés aux enregistrements pour y corriger les erreurs, et obtiennent des résultats encourageants. Par exemple, une comparaison récente des tendances de sous-ensembles urbains et ruraux de l'ensemble national de données climatologiques ajustées des États-Unis révèle qu'il n'y a pas d'indication d'influence résiduelle de l'urbanisation dans l'ensemble de données corrigé. De même, la comparaison des tendances par temps calme (où les effets de l'urbanisation devraient être le plus prononcé) et par temps venteux montre peu de différences. On accorde donc de plus en plus confiance au fait que les ensembles de données corrigés utilisés présentement pour l'analyse des tendances planétaires constituent une bonne représentation des changements passés[247-255].

5.4.2 Température

La mise à jour de l'analyse des tendances de la température planétaire en surface à l'aide d'ensembles de données améliorés des températures de l'air en surface provenant de réseaux mondiaux d'observation du climat conduit à estimer à 0,7 °C le réchauffement planétaire survenu entre 1901 et 2001. Alors que les tendances mises à jour pour l'hémisphère Nord sont semblables aux résultats d'analyses antérieures, celles de l'hémisphère Sud sont plus importantes. Les années subséquentes ont aussi été parmi les plus chaudes de l'enregistrement, les huit années les plus chaudes étant survenues depuis 1996, avec 2005 au premier rang[256-258].

Les systèmes de surveillance embarqués sur satellite fournissent maintenant une confirmation indépendante des tendances de la température en surface. Ils montrent que les tendances récentes des températures tant de l'océan que de la surface des terres concordent largement avec celles estimées à partir du réseau d'observation climatologique[259-260].

Les analyses passées des températures de la troposphère à l'aide des données du sondeur hyperfréquence (MSU) embarqué sur satellite ont suggéré pour le réchauffement survenu depuis 1979 des tendances connexes d'environ 0,03 °C/décennie, soit beaucoup moins que celles détectées en surface à l'aide des données des stations climatologiques et des instruments embarqués sur des navires. En outre, les études passées menées à l'aide de données de radiosondes emportées par des ballons, bien qu'elles mettent en lumière un réchauffement à long terme de la troposphère entamé dans les années 1950 semblable à celui de la surface, ont aussi indiqué un réchauffement plus faible de cette couche dans les récentes décennies. Un tel faible réchauffement troposphérique ne concorde pas avec les simulations climatiques d'une accentuation de l'effet de serre, lesquelles suggèrent que la basse atmosphère devrait se réchauffer plus rapidement que la surface.

Diverses explications ont été avancées à ce sujet, dont l'effet des processus en jeu à la surface, comme l'évaporation et la conversion d'énergie de chaleur sensible en chaleur latente. Des études récentes indiquent cependant que ces analyses précédentes n'avaient pas réussi à corriger adéquatement les changements des paramètres des orbites des satellites (comme l'altitude, la dérive et l'heure de la journée), les problèmes d'étalonnage des instruments et la contamination par le rayonnement hyperfréquence d'une stratosphère qui se refroidit. Dans les régions polaires, les changements saisonniers de la couverture de glace affectent eux aussi les mesures du MSU. Des analyses plus récentes suggèrent que, une fois corrigées, les données du MSU montrent pour la température de la troposphère des tendances très semblables à celles des données en surface, ou légèrement supérieures. De même, une évaluation plus soigneuse des données de radiosondage montre que les analyses passées n'ont pas adéquatement pris en compte le biais introduit par les variations diurnes de la chaleur du Soleil sur les capteurs embarqués. Une fois corrigées, ces données suggèrent maintenant un réchauffement qui n'est que légèrement inférieur à celui observé à la surface. Les chercheurs conseillent de faire preuve de prudence en utilisant ces résultats, parce qu'il y a dans les données de radiosondage d'autres sources d'erreur qui n'ont pas encore été corrigées, mais ils font remarquer que ces capteurs ne donnent pas d'indications contradictoires. Les ensembles de données corrigés combinés montrent aussi une tendance récente à l'amplification, dans les régions tropicales, à la fois des tendances et de la variabilité intermensuelle des températures de la troposphère en fonction des changements en surface. Enfin, l'indication indépendante d'une baisse de densité de la thermosphère concorde également avec ce qu'on peut prévoir comme conséquence d'une accentuation de l'effet de serre. Il y a donc un renouveau de confiance dans la signification et la cohérence des tendances au réchauffement, tant à la surface que dans la basse atmosphère[261-276].

Les températures planétaires minimales quotidiennes ont monté plus vite que les maximums quotidiens. Il en est résulté une forte réduction, d'en moyenne environ 0,07 °C/décennie, de l'amplitude thermique quotidienne (ATQ) dans les 50 dernières années. Cependant, depuis 1979, les maximums et les minimums montent au même rythme, et l'ATQ ne présente presque pas de tendance dans les récentes décennies. Bien que la réduction de l'ATQ soit probablement due à autre chose que la seule variabilité naturelle, les simulations des modèles pilotées par les changements passés des forçages climatiques ne parviennent pas encore à reproduire un si grand changement. La situation pourrait être due aux effets d'une augmentation de la couverture nuageuse, qui ne sont pas encore bien simulés. L'élévation des températures nocturnes a aussi fait allonger les périodes annuelles sans gel. Par exemple, la période sans gel s'est allongée de 19 jours dans l'ouest des États-Unis et de 3 jours dans la moitié est. La plus grande partie de cet allongement est survenue depuis 1980[277-279].

Le système mondial océan-glace de mer est aussi en train de se réchauffer. Les températures moyennes des 3 premiers kilomètres des océans ont, par exemple, monté de 0,037 °C depuis 1955, ce qui équivaut à un contenu thermique supplémentaire de 14,5 x 1022 J. Cette valeur est d'un ordre de grandeur supérieure à celle de la chaleur absorbée dans l'atmosphère. Des changements concomitants de la circulation océanique ont causé un réchauffement encore plus important dans certaines régions de l'océan. Par exemple, dans l'est de l'Atlantique Nord, les températures à la thermocline principale (la base de la couche superficielle de mélange, à environ 400 m de profondeur) montrent pour la dernière décennie un réchauffement d'environ 4 °C, qui a été accompagné d'une augmentation de la salinité. De même, les températures au fond de la mer du Nord se sont récemment élevées de 0,24 °C/décennie. Dans l'Arctique, la totalité du système glace-océan s'est réchauffé presque deux fois plus vite que les autres systèmes océaniques de la planète, probablement à cause d'une amplification par les rétroactions de la glace de mer. Les températures de l'air en surface dans la région ont aussi monté de 1,2 °C au cours du dernier siècle. Les distributions temporelle et spatiale de ces tendances dans l'Arctique sont complexes. Elles montrent par exemple des pointes chaudes dans les décennies 1930 et 1940 et dans les années 1990. Depuis 20 ans, elles ont varié d'une augmentation de plus de 1 °C/décennie sur l'Arctique nord-américain à un léger refroidissement sur le Groenland. Les saisons de fonte dans l'Arctique ont également allongé de 9 à 17 jours par décennie. La chaleur absorbée sur cette période par la seule augmentation consécutive de la fonte de la glace est estimée à 4 x 1021 J. Une forte pointe de réchauffement observée en 2004 dans le bassin Eurasien de l'océan Arctique semble aussi concorder avec cette transition graduelle de l'océan vers un état plus chaud. Les chercheurs avancent que tant la variabilité à long terme que les tendances récentes seraient au moins partiellement le résultat d'une oscillation à basse fréquence qui prend naissance dans l'Atlantique Nord[280-287].

Enfin, les profils des températures du sol indiquent un réchauffement de la lithosphère continentale de la Terre. Dans tout le Canada, les températures du sol à la surface se sont élevées d'environ 0,7 °C au cours du dernier siècle,

le réchauffement étant plus prononcé dans le sud. À une profondeur de 20 cm, la hausse était de 0,6 °C. Cette valeur est inférieure au réchauffement de 1,1 °C dans le sud du Canada relevé dans les enregistrements météorologiques des températures de l'air. La répartition régionale de ces hausses de la température du sol est complexe et diversifiée, en grande partie à cause des effets tampon de la couverture de neige, de l'humidité du sol et d'autres facteurs[241, 288].

5.4.3 Hydrologie

Le cycle hydrologique mondial est complexe et présente des variations régionales. Les enregistrements satellitaires montrent une tendance planétaire, depuis 1982, à une augmentation des niveaux d'humidité dans la haute troposphère (Soden/Jackson 2005). Les données d'observation recueillies depuis 1998 indiquent aussi que, sur les océans, le contenu total en eau précipitable de la colonne de l'atmosphère, bien que subissant fortement l'influence de la variabilité interdécennale de l'ENSO, a monté de quelque 8 % par degré d'élévation des températures de surface de la mer (TSM). À l'échelle régionale, les tendances sont moins cohérentes dans la basse troposphère. Par exemple, dans les 30 dernières années, on a observé une augmentation significative de l'humidité relative dans la basse troposphère sur des régions telles que les États-Unis, les Caraïbes et la Chine mais pas, par exemple, sur le Canada. Les experts avertissent que certains de ces résultats pourraient être affectés par des discontinuités dans les procédures et instruments d'observation[161, 289-290].

Les observations indiquent une baisse des précipitations moyennes sur les terres tropicales au cours des 50 dernières années. Comme la région connaît aussi un réchauffement et donc une augmentation de l'évaporation des eaux de surface et de l'humidité de l'écosystème, les ressources en eau y ont diminué plus rapidement que les précipitations[470]. De même, des changements des circulations atmosphériques causés par le réchauffement des températures en surface dans l'océan Indien et l'ouest du Pacifique, et coïncidant avec un refroidissement dans l'est du Pacifique, semblent avoir contribué à l'augmentation de l'aridité dans le Sahel depuis les années 1970 et à des sécheresses persistantes plus récentes aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, surtout dans certaines régions des États-Unis, du sud du Canada, du pourtour de la Méditerranée ainsi que du sud-ouest et du centre de l'Asie. Ces situations peuvent être un signe annonciateur de la manière dont le réchauffement à venir pourrait exacerber les risques de sécheresse dans ces régions des latitudes moyennes[291, 295].

Au Canada, la hausse des températures et l'augmentation de la fonte de la neige et des glaciers ont modifié la saisonnalité et le débit des cours d'eau dans les montagnes de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon. Les débits des cours d'eau alimentés par les glaciers de ces régions ont augmenté, mais ceux des rivières alimentées par les pluies ont diminué. Dans le bassin des Grands Lacs, l'élévation des températures des lacs et la réduction de la couverture de glace ont fait croître l'évaporation et les précipitations d'effet de lac. Les Grands Lacs ont connu une baisse annuelle record des niveaux en 1998 et des baisses quasi record les quelques années suivantes, surtout en raison de forts taux d'évaporation. Les enregistrements de la couverture de glace montrent que ces années ont connu les couvertures les plus basses depuis 1900. Par contraste, les records absolus de bas niveaux des années 1930 avaient été causés par des baisses des précipitations, plutôt que par une augmentation de l'évaporation[296-300].

La nébulosité a augmenté sur une grande partie du Canada depuis 1953, mais on a noté une baisse du couvert nuageux sur la Colombie-Britannique et les Prairies en hiver et sur le nord-est du Canada en été. Au moins sur le bassin du Mackenzie, l'augmentation du couvert nuageux est liée au réchauffement. L'Arctique au nord de 60N est devenu plus chaud et plus nuageux au printemps et en été depuis 1982, mais les hivers se sont refroidis et sont devenus moins nuageux sur une grande partie de la région. Comme ces changements de couvert nuageux semblent avoir causé une rétroaction nette négative, ils ont contribué à modérer le taux de réchauffement survenu dans l'Arctique. Il y a des indications qu'au moins une partie de ces tendances est liée à des changements dans l'oscillation Arctique (OA), plutôt qu'à des effets locaux[301-303].

5.4.4 Cryosphère et élévation du niveau de la mer

Les inlandsis polaires continuent de changer. Des mesures altimétriques indiquent que les régions de haute altitude de l'intérieur de l'inlandsis du Groenland se sont accrues entre 1992 et 2003. Cependant, en dessous de 1500 m, une grande partie de l'inlandsis s'est amincie. Bien qu'une partie de cet amincissement soit due à une accélération de la fonte, des changements de la dynamique du glacier sur les marges de l'inlandsis y ont contribué. Des études du bilan net montrent que le volume total de l'inlandsis diminue lentement depuis les années 1990, ajoutant environ 1,5 mm au niveau de la mer au cours de la décennie. Les estimations présentent cependant de fortes marges d'erreur [304-307].

L'inlandsis de l'Antarctique de l'Est semble aussi épaissir dans l'intérieur, probablement à cause d'une augmentation des chutes de neige. Ce taux d'accroissement est suffisant pour ralentir de 0,12 mm/an l'élévation du niveau marin. Par contraste, l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest semble amincir. Selon les paléodonnées, il connaît un déclin continu depuis le début de l'Holocène et pourrait encore contribuer à l'élévation du niveau de la mer via des processus naturels de déglaciation. Son déclin s'est cependant accéléré récemment, surtout par le drainage des glaciers qui accélèrent et élargissent. Sur les rives de la péninsule Antarctique, 87 % des glaciers marins ont reculé entre 1940 et 2001. Par exemple, les glaciers de la région de la mer d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest, et en particulier le grand glacier de Pine Island, s'amincissent et se déplacent plus rapidement, ce qui accélère le transport de glace vers la mer. La plate-forme de glace adjacente s'est elle aussi amincie. L'altitude de la surface de la plate-forme Larsen C a baissé de 27 cm entre 1992 et 2001, en raison surtout de la fonte basale causée par le réchauffement des eaux de l'océan. Cet amincissement a pu rendre la plate-forme plus susceptible de former des crevasses et donc contribuer à la récente désintégration de certaines de ses sections. En même temps, l'effondrement récent de la plate-forme Larsen B a contribué à une accélération rapide de l'écoulement des glaciers dont elle bloquait l'avancée. La lubrification des glaciers par l'eau de fonte a aussi contribué à cette accélération. Selon les experts, ces changements qui touchent les zones côtières pourraient en déclencher d'autres qui se propageraient jusqu'à des glaciers et inlandsis situés loin dans l'intérieur. Le recul de certains glaciers de la région n'est pas bien corrélé avec les tendances de la température, ce qui donne à penser que d'autres facteurs influent sur leur comportement; cependant, la plupart des reculs semblent liés aux effets de l'important réchauffement survenu dans la région. La réponse rapide de la dynamique des glaces de l'Antarctique de l'Ouest au réchauffement est quelque peu inattendue, et pourrait être une indication que ses impacts sur l'élévation du niveau de la mer ont été sous-estimés. Si l'amincissement se poursuit au rythme actuel, on pourrait en observer un effondrement total au cours du prochain siècle[308-321].

Ailleurs dans le monde, tant l'accumulation de neige en hiver que les taux d'ablation en été ont augmenté dans la plupart des zones de glaces, ce qui concorde avec une intensification du cycle hydrologique. Cependant, depuis les années 1960, le bilan net a été surtout négatif. Les petits glaciers sont en train de disparaître, et les grands glaciers des latitudes moyennes rétrécissent légèrement. Dans

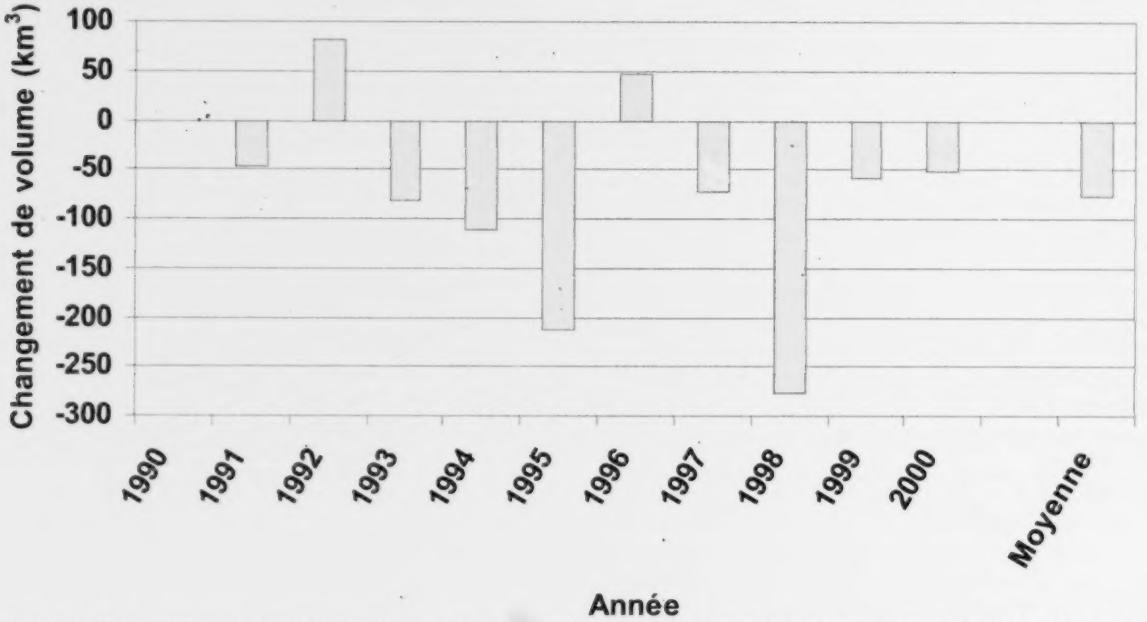


Figure 4 : Changements annuels nets estimés dans la balance de la masse totale de l'Inlandsis du Groënland, en km³/an, entre 1991 et 2000, basés sur une combinaison de données d'observations et de simulations de modèle. Sur une décennie, ces changements équivalent à ajouter 2,2 mm au niveau global des océans. Cependant, les incertitudes demeurent grandes (Box et al. 2004, référence #305).

les Alpes européennes, le déclin semble imputable à une accélération de la fonte. Par contre, la disparition rapide des glaces du mont Kilimandjaro est liée à l'augmentation de l'aridité dans la région. Environ la moitié de la variabilité de ces tendances du volume global des glaciers peut être attribuée aux régimes de circulation atmosphérique, mais les tendances récentes révèlent des changements qui sortent de la plage de variabilité normale[322-325].

La fusion des enregistrements paléologiques et marégraphiques montre que l'élévation du niveau des mers sur la planète remonte à au moins 700 ans, mais qu'elle a commencé à accélérer à la fin du XIX^{e} siècle, au moment où les conditions ont commencé à se réchauffer. Les taux moyens d'élévation depuis 1950 sont estimés à 1,8 mm/an. Les enregistrements satellitaires indiquent qu'ils ont pu atteindre 3,1 mm/an depuis 1993. Bien que les récentes tendances de la fonte des glaces terrestres aient pu contribuer à cette élévation, le facteur le plus important en est probablement le réchauffement des eaux océaniques. Le réchauffement observé dans les 3 000 premiers mètres des océans du monde implique un taux d'élévation du niveau marin par effet stérique de 0,4 mm/an depuis 1950, mais qui a triplé entre 1993 et 2003. Toutefois, des oscillations pluridécennales du climat de l'océan pourraient jouer un rôle significatif dans l'accélération des dernières années. Qui plus est, les incertitudes de ces estimations restent grandes. L'analyse de la dessalure des océans pourrait certes limiter quelque peu ces incertitudes, mais il convient d'examiner soigneusement cette source de dessalure[216,326-331].

L'étendue de la glace de mer dans l'Arctique a connu une baisse estimée de 2,5 % par décennie depuis 1973. La couverture de glace en été y a atteint des minimums record en 2002, et de nouveau en 2005, probablement à cause de la combinaison des températures élevées pendant l'été et du transport de la glace par des vents anormalement chauds. Entre 1987 et 1996, l'épaisseur moyenne de la glace a aussi diminué de 60 à 90 cm. Les modélisations donnent à penser que l'épaisseur s'est peut-être légèrement rétablie dans les années subséquentes. Ces changements de l'épaisseur ne sont pas uniformément répartis sur l'ensemble du bassin, mais présentent des maximums dans le centre de l'Arctique et l'est de la mer de Sibérie, et des minimums à proximité de l'archipel canadien. L'épaisseur de la glace gagnant l'Atlantique Nord par le détroit du Fram, par exemple, n'a diminué que de 45 cm entre 1994 et 2002. La fraction de vieille glace présente dans la banquise de l'Arctique a en moyenne diminué de 11 % depuis les années 1960, et le volume total de glace de 32 %. Le fait que la rupture des glaces survienne plus tôt, d'environ 3 jours par décennie depuis 1971, a contribué à l'allongement de la saison d'eau libre dans le sud de la baie d'Hudson. Certains de ces changements pourraient être liés au comportement de l'oscillation Arctique, mais les études menées à l'aide de modèles donnent à penser que le forçage thermique et l'accroissement de l'insolation estivale en sont des facteurs importants. Certains auteurs avancent que le système a déjà dépassé un seuil critique, où les rétroactions positives vont progressivement accélérer la réduction du volume de glace de mer, et qu'un retour au régime précédent ne pourrait survenir qu'après une longue période de conditions plus froides[332-340].

En Antarctique, par contre, l'étendue de la glace a chuté spectaculairement au milieu des années 1970, mais cette diminution a été partiellement contrebalancée par une lente augmentation survenue depuis 1978. Bien que ces tendances de l'Antarctique subissent fortement l'influence des épisodes ENSO et ONA régionaux, la réduction nette de 20 % de la glace de mer survenue dans cette région depuis 1950 semble sans précédent, du moins depuis 1841[332,341,342].

On note une tendance significative à l'allongement de la saison d'eau libre et à l'avancement de la rupture des glaces des lacs dans tout le sud de l'Ontario[343].

Dans les dernières décennies, de nombreuses régions des hautes latitudes de l'hémisphère Nord connaissent un réchauffement et/ou une dégradation des couches supérieures du pergélisol qui sont significatifs. L'ampleur du réchauffement varie beaucoup : de 1 à 3°C/décennie dans le pergélisol le plus froid le long des plaines de la côte arctique de l'Alaska et dans le Haut-Arctique canadien, à des changements minimes dans des régions de pergélisol plus chaud, telles que le sud du bassin du MacKenzie. Ce dernier état de choses peut être dû à une augmentation de l'utilisation de l'énergie thermique pour la fonte de la glace contenue dans le pergélisol. L'effet de la hausse des températures du sol sur la glace contenue dans le sol varie en outre d'une région à l'autre. Par exemple, sur une grande partie de l'Alaska et de la vallée du Mackenzie, on a peu d'indication que la couche active au-dessus du pergélisol soit devenue plus profonde. D'un autre côté, dans les tourbières de la rive Est de la baie d'Hudson, les régions alpines d'Europe et une grande partie de la Sibérie et du Haut-Arctique canadien, une dégradation généralisée du pergélisol a entraîné l'érosion des côtes, des changements importants de l'hydrologie terrestre, de la superficie des lacs et milieux humides et une augmentation de l'instabilité du sol. Ces changements peuvent aussi altérer le bilan régional du carbone, mais les effets nets restent difficiles à estimer. Dans certaines régions, le pergélisol va probablement disparaître complètement d'ici quelques dizaines d'années. Ce réchauffement du sol et la dégradation du pergélisol

qui l'accompagne pourraient être dus à la fois à une augmentation de la couverture de neige et à une élévation de la température de l'air[344-355].

5.4.5 Circulation et variabilité

Au cours des cinq derniers siècles, le climat de l'Atlantique Nord a été influencé de façon significative par l'oscillation Atlantique pluridécennale, d'une périodicité de 60 à 100 ans. L'avancée périodique d'anomalies significatives de basse salinité à travers le tourbillon sub-polaire nord-atlantique dans les 50 dernières années est aussi une indication de la variabilité naturelle à plus court terme de l'océan. Cependant, les modèles, même s'ils simulent raisonnablement bien ces variations naturelles, restent incapables de reproduire la récente tendance à une forte phase positive persistante de l'ONA si le forçage des gaz à effet de serre n'est pas inclus. La tendance récente de l'ONA semble donc due, au moins en partie, aux influences humaines. Des conclusions semblables ont été atteintes pour d'autres changements de la circulation planétaire. Par exemple, la tendance récente de l'oscillation Arctique semble sans précédent depuis au moins l'année 1650 de notre ère. De même, alors que la phase La Niña de l'activité ENSO est très stable depuis au moins 1856, sa phase El Niño est survenue plus souvent avant et pendant les périodes de réchauffement planétaire rapide[356-361].

Le ruissellement de glaciers et l'augmentation des précipitations aux latitudes élevées, ainsi que la fonte de la glace de mer, font croître l'apport d'eau douce dans l'océan Arctique, dans la mer du Nord et dans l'Atlantique Nord. Les observations montrent que, combinée à l'augmentation de la salinité dans les eaux tropicales-subtropicales causée par l'accroissement de l'évaporation, cette dessalure des eaux de surface de l'Atlantique Nord modifie les régimes de salinité et de température de l'océan Atlantique et contribue à un affaiblissement de la circulation thermohaline (CTH) de l'Atlantique Nord, surtout depuis une dizaine d'années. Certaines études suggèrent que le ralentissement de la circulation méridienne dans la région a pu atteindre 30 % depuis les années 1950. Les modèles suggèrent aussi un processus supplémentaire de rétroaction positive par lequel une CTH plus faible réduit la divergence méridionale des eaux douces. D'autres rétroactions, comme la réduction du flux de glace de mer en provenance des eaux de l'Arctique, pourraient cependant compenser ces influences. De plus, ces facteurs peuvent ne pas avoir la même incidence sur les eaux de surface que sur les eaux profondes. Bien que les tendances observées concordent en gros avec les résultats des simulations des modèles, l'exactitude des mesures à cet égard est limitée. C'est pourquoi les ordres de grandeur relatifs des divers processus en jeu, et donc les conséquences nettes sur le retournement de l'océan, ne sont pas bien connus[177,362-369].

Les changements des régimes de circulation atmosphérique influent sur la variabilité des températures, les vents et d'autres aspects des climats régionaux. Par exemple, ils semblent avoir induit un décalage vers le nord des trajectoires des tempêtes sur l'Amérique du Nord au cours du dernier demi-siècle. L'activité cyclonique a donc diminué aux latitudes moyennes depuis les années 1960, mais marqué une augmentation significative au nord de 60N. Sur la côte ouest du Canada, un changement du comportement de l'oscillation décennale du Pacifique (ODP) semble avoir causé une augmentation de la fréquence des périodes de temps calme et une diminution de celle des vents intenses depuis 1970. Dans les 50 dernières années, la variabilité des températures hivernales au Canada a aussi été considérablement affectée par les changements de l'indice ONA[370-372].

Au niveau de la stratosphère, le refroidissement survenu ces dernières décennies dans les régions polaires a joué un rôle important dans la baisse récente des concentrations d'ozone total sur ces régions. Bien que les causes du refroidissement ne soient pas bien comprises, il est probablement dû à plusieurs facteurs, dont l'accentuation du réchauffement par effet de serre, la baisse des concentrations d'ozone dans la stratosphère et des changements de la dynamique de la circulation atmosphérique polaire[373-374].

5.4.6 Extrêmes

De nombreuses régions du monde ont connu des conditions inhabituelles en matière d'extrêmes de température. Par exemple, au Canada, les anomalies des températures hivernales observées ces 50 dernières années montrent une tendance à l'augmentation de la fréquence et de la durée des redoux dans la plus grande partie du pays, et à une diminution de la fréquence, de la durée et de l'intensité des vagues de froid dans l'ouest. Par contraste, les vagues de froid hivernales sont devenues plus fréquentes dans l'est du Canada, en raison peut-être de changements dans le comportement de l'ONA. L'été extrême qui a sévi en Europe en 2003 était sans précédent dans les enregistrements historiques de cette région. De façon générale, ces tendances et épisodes concordent avec ce à quoi on s'attend dans un climat plus chaud[375-377].

Il semble y avoir une augmentation généralisée des épisodes de précipitations très intenses (0,3 % supérieurs

des épisodes) en de nombreuses zones terrestres des régions extratropicales, ce qui correspond aux projections des modèles pour des climats plus doux (Groisman/Knight (2) 2005). L'intensité de ces phénomènes sur le Royaume-Uni (R.-U.), par exemple, a doublé depuis les années 1960, et causé des inondations catastrophiques. Par contre, les études de ces phénomènes aux États-Unis ont montré que les épisodes intenses surviennent aujourd'hui à une fréquence semblable à celle d'il y a un siècle, avec une période encore plus calme entre deux épisodes. De même, malgré les grandes inondations estivales le long de l'Elbe et de l'Oder, dans le centre de l'Europe, on ne détecte pas de tendance significative sur les 150 dernières années; on note que les épisodes d'inondation d'hiver ont en fait diminué – probablement sous l'effet de conditions plus chaudes. Les chercheurs font remarquer que ces tendances peuvent être affectées par d'importants travaux sur les cours d'eau et par des changements d'affectation des terres, autant que par des changements du climat. Les paléo-études suggèrent aussi que les tempêtes survenant sur les océans (qui contribuent pour une fraction significative aux augmentations observées des précipitations) n'étaient pas fortement liées à la variabilité de la température jusqu'à il y a une cinquantaine d'années, et ne montrent pas de tendance à long terme significative sur les cinq derniers siècles. Ces résultats rappellent donc qu'il faut faire preuve de prudence en attribuant les tendances récentes de ces épisodes extrêmes de précipitations extratropicales à des facteurs de forçage externes[185,378-380].

La plupart des experts des ouragans conviennent qu'il est encore trop tôt pour avancer que le changement climatique est responsable de la récente vague d'intense activité cyclonique dans l'Atlantique tropical. Il ne semble pas y avoir d'indication probante, par exemple, que la durée ou le début et la fin de la saison des cyclones, non plus que les trajectoires dominantes de ces systèmes dans l'Atlantique tropical et la mer des Caraïbes, aient changé significativement au cours du dernier siècle. En outre, les variabilités de ces paramètres ne sont pas clairement liées à des tendances régionales de la température planétaire ou des TSM. Certains experts avancent que cette activité cyclonique est dominée, aux échelles décennales, par l'oscillation Atlantique pluridécennale, et que nous pourrions nous trouver dans une phase active pour les prochaines décennies. D'autres, par ailleurs, font remarquer que cette tendance pourrait être au moins compensée dans les prochaines années par les effets antagonistes d'une oscillation décennale concomitante. Il y a des indications que la fréquence des tempêtes de catégories 4 et 5 par rapport aux systèmes plus faibles a significativement augmenté dans la totalité des bassins océaniques tropicaux au cours des dernières décennies. De même, les tendances d'un indice de la dissipation totale d'énergie par tous les ouragans montrent une augmentation marquée depuis les années 1970, qui est fortement corrélée avec une élévation des températures régionales de l'océan. Cependant, d'autres variables climatiques, comme le cisaillement du vent et les températures de la subsurface océanique, peuvent aussi exercer une influence sur le comportement des ouragans. De plus, on ne dispose encore d'aucune indication solide d'une tendance à la hausse de l'énergie dissipée par les ouragans qui touchent terre aux États-Unis[381-391].

L'industrie de l'assurance signale également que le nombre de catastrophes naturelles – surtout d'ordre météorologique – et les dommages qu'elles ont causés ces dernières années sont sans précédent depuis les années 1960. Des facteurs démographiques contribuent certes significativement à l'augmentation des dommages, mais il en va de même des facteurs météorologiques[392-395].

5.4.7 Écologie

Les experts font remarquer que les changements de comportement des espèces biologiques peuvent constituer des indicateurs utiles du changement climatique, et encouragent donc le développement à cette fin de réseaux de surveillance phénologique. Par bonheur, on note une recrudescence de l'intérêt du public à participer à ces réseaux. Bien que propres au site, les informations fournies par ces réseaux, quand on les couple à des données satellitaires, peuvent tracer les grandes lignes des changements subis par les écosystèmes. Plusieurs études récentes ont examiné les résultats de nombreux projets de recherche qui ont utilisé les résultats de telles données phénologiques pour évaluer le comportement d'un très grand nombre d'espèces biologiques. Les experts ont remarqué qu'environ 80 % des changements écologiques signalés (la plupart dans l'hémisphère Nord) concordaient avec des changements du climat. En moyenne, la progression vers le pôle des espèces évaluées a pu atteindre jusqu'à 6 km/décennie, et le début phénologique du printemps a avancé de 2 à 6 jours/décennie. Comme on s'y attendait, les changements ont été plus grands aux latitudes élevées qu'aux basses, et plus marqués chez les animaux et les oiseaux que pour les arbres. Le grand nombre d'espèces considérées a aidé à améliorer la confiance dans le lien entre les tendances biologiques et le climat[396-400].

Parmi les récentes observations de tendances biologiques au Canada figurent les suivantes :

- un régime cohérent du changement dans le système physique-biologique sur tout l'Arctique, liée à trois facteurs dominants : la variabilité interdécennale; un changement de régime depuis 1989 et une tendance linéaire à long terme[401];
- la perte d'un rare écosystème de lac de glace, lorsqu'un lac du nord de l'île d'Ellesmere s'est vidé après la rupture de la plate-forme de glace de Ward Hunt qui jouait le rôle d'un barrage pour ce lac[402];
- une production chlorophyllienne sans précédent et des changements généralisés de la composition en espèces et de l'organisation écologique dans un certain nombre de lacs du Haut-Arctique au cours des deux derniers siècles par rapport aux 5 000 ans précédents, et concordant avec les changements régionaux du climat[403-406];
- un déclin de 98 % depuis 1993 des populations de caribou de Peary dans l'ouest des îles Reine-Élizabeth, probablement dû à une mortalité massive causée par les hivers de neige et de verglas abondants au milieu des années 1990[407];
- un changement de la distribution des ours blancs sur les rives ouest de la baie d'Hudson, lié aux changements des régimes de rupture des glaces[408];
- un changement récent du régime alimentaire des colonies d'oiseaux du nord de la baie d'Hudson, dont l'alimentation des oisillons comporte davantage de capelans et de lançons et moins de morues du Nord; cet état de choses indique que les eaux locales contiennent moins d'espèces de poissons arctiques et plus d'espèces subarctiques[409];
- les récents déclins du stock de saumon dans l'Atlantique Nord semble lié à un rétrécissement de l'aire de répartition sous l'effet du changement climatique[410];
- l'arrivée des merles-bleus et des hirondelles au printemps en Alberta environ deux semaines plus tôt que dans les années 1960[411].

Ailleurs, la hausse des températures dans deux grands lacs d'Afrique (le lac Tanganyika et le lac Malawi) y a entraîné une chute brutale de la productivité primaire. Dans le lac Tanganyika, celle-ci a baissé de 30 % depuis 1975, ce qui menace la survie de nombreuses espèces uniques qui y vivent[412-414].

Les changements du climat influent aussi sur le cycle du carbone aux niveaux local, régional et planétaire. Depuis 1982, la production primaire nette (PPN) des écosystèmes terrestres mondiaux s'est en moyenne accrue de 6 %, ajoutant 3,4 Gt C au réservoir de carbone de ces écosystèmes. Les augmentations les plus grandes ont pris place sous les tropiques, peut-être à cause d'une réduction de la nébulosité locale et de l'accroissement du rayonnement solaire reçu qui l'accompagne. Cependant, l'augmentation de la respiration et les pertes par le feu ont pu compenser l'accentuation de la PPN sous les tropiques, situation qui se traduit par un changement net faible dans les écosystèmes de ces latitudes. Dans les forêts et toundras nordiques, la hausse de l'absorption de carbone semble liée surtout au réchauffement. Par contraste, la PPN de l'océan mondial a baissé de 6 % depuis le début des années 1980. Environ 70 % de cette baisse est survenue aux hautes latitudes nordiques, l'élévation des températures et la réduction du dépôt de fer en étant des facteurs possibles. En Antarctique, le stress du vent pourrait être le facteur dominant. On a aussi des indications que, dans certaines régions du moins, le réchauffement de l'eau commence à induire des décalages saisonniers significatifs de certaines activités biologiques, comme le moment de survenue des proliférations de plancton et la nidification des tortues[25,415-420].

5.4.8 Détection/attribution

Les experts conviennent maintenant en général que le climat et les écosystèmes de la Terre sont en train de subir de grands changements, potentiellement perturbateurs, et que ceux-ci se sont accélérés dans les dernières décennies. Certains avancent, à la lumière de l'analyse de séries chronologiques de données couvrant les quelques derniers millénaires, que les changements récents peuvent entièrement être expliqués par des facteurs naturels. Cependant, des simulations menées avec un modèle couplé climat-végétation, contraint par les données des concentrations passées de CO_2 provenant de carottes de glace, suggèrent que les variations globales de la température au cours du dernier millénaire ont été au maximum de 1 °C. L'étroitesse de cette plage de variation ne concorde pas avec l'important forçage solaire-rétroaction climat qui serait nécessaire pour expliquer les tendances récentes à l'aide du seul forçage naturel. De plus, même si les tendances antérieures à 1970 montrent une connexion forçage solaire-température significative, le réchauffement survenu depuis 1970 est clairement dominé par des facteurs non solaires. Attribuer les changements passés du climat à la combinaison de facteurs en jeu, dans le temps comme dans l'espace, est une opération

délicate qui requiert une diversité de modèles du système Terre pour décrire et explorer l'ensemble complexe des processus et rétroactions qui interviennent dans le système climatique. Ces modèles peuvent être utilisés pour étudier comment le système climatique interne varie en l'absence de forçage et comment les forçages externes, tant naturels qu'anthropiques, ont pu l'affecter dans le temps et l'espace, ensemble et séparément. De nombreuses études en ce sens continuent à contribuer à la base de connaissance et à la confiance accordée à l'attribution des changements climatiques passés à ces causes[421-423].

Certains chercheurs ont utilisé ces modèles pour étudier l'évolution de la réponse du climat aux forçages externes pendant les derniers millénaires, couvrant donc des périodes nettement antérieures à l'industrialisation. Leurs résultats indiquent que les plus importantes anomalies climatiques à court terme sont survenues après de grosses éruptions volcaniques pendant des périodes de minimums des taches solaires. Cependant, les influences régionales à long terme (pluridécennales) de ces éruptions sont modestes, et ont tendance à être inférieures à celles de la variabilité naturelle. Par contraste, le forçage solaire crée des influences régionales à long terme, comme le petit âge glaciaire, qui dépassent la variabilité dans un système non forcé. Entre les années 1950 et la fin des années 1980, la quantité de rayonnement solaire atteignant le sommet de l'atmosphère de la Terre a légèrement baissé. De plus, la fraction de cette énergie incidente qui a touché la surface de la Terre a elle aussi baissé. Cet obscurcissement du soleil à la surface a été attribué aux effets directs et indirects de l'augmentation des concentrations d'aérosols, et a été plus fort dans les régions polluées que dans celles qui le sont moins. Les modélisations suggèrent que cet état de choses a modifié le régime régional des flux de chaleur et d'humidité dans la basse atmosphère, et donc ceux des précipitations, dans les 50 dernières années. Lors de ces dernières décennies, le Soleil est cependant devenu un peu plus vif, et les mesures antipollution ont aidé à améliorer la transparence de l'atmosphère. Il y a cependant un débat entre les experts, à savoir de combien sont significatives ces tendances de l'insolation en termes de forçage climatique net. Du côté anthropique, les principaux facteurs historiques ont été le déboisement lié aux changements anthropiques d'affectation des terres (un facteur significatif de refroidissement au cours du XIX^{e} siècle) et la hausse graduelle des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (un facteur de réchauffement). L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre a pris de plus en plus d'importance au XX^{e} siècle, mais ses effets ont été partiellement compensés par les effets refroidissants du changement d'affectation des terres. C'est pourquoi l'inclusion de tous ces forçages peut améliorer significativement la capacité des modèles à simuler les tendances et la variabilité des climats passés[424-429].

De nombreuses simulations à l'aide de modèles climatiques couplés sophistiqués ont été utilisées pour examiner plus à fond lesquels des forçages ci-dessus ont pu jouer des rôles dominants au cours du XX^{e} siècle. Quand tous les grands facteurs de forçage naturels et anthropiques sont inclus, la plupart des simulations concordent maintenant remarquablement bien avec les conditions observées, dont la variabilité interdécennale. On peut donc penser que les modèles reproduisent les conditions observées avec une confiance considérable. De plus, à l'échelle planétaire, ils s'entendent tous sur le fait que l'augmentation du rayonnement solaire et la baisse de la charge de poussières volcaniques dans l'atmosphère ont été les principaux contributeurs au réchauffement observé dans la première moitié du siècle. Cependant, malgré des indications que l'irradiance solaire ait pu augmenter de nouveau depuis quelques dizaines d'années, les forçages solaire et volcanique nets ont été faibles et probablement négatifs dans la seconde moitié du siècle. Par contraste, les forçages anthropiques ont augmenté rapidement. On a donc de plus en plus d'indications que la plus grande partie du réchauffement survenu au cours de cette période est attribuable à la hausse des concentrations de gaz à effet de serre, partiellement masqué par les effets des émissions anthropiques d'aérosols[91,430-431].

De nombreuses études ont aussi utilisé les manifestations du changement climatique, sur la verticale, sur l'horizontale et avec le temps, comme moyen d'identifier avec plus de détail les causes des changements passés des climats planétaire et régionaux. Elles reposent sur le fait que chaque type de forçage impose ses propres caractéristiques spatiales et temporelles uniques aux différentes composantes du système climatique. Elles utilisent aussi souvent des combinaisons de variables climatiques comme indicateurs du changement plutôt que des variables uniques. Les régimes simulés du changement de la température ne sont par exemple pas les mêmes pour un réchauffement d'origine solaire variable dans l'espace et pour celui dû aux gaz à effet de serre bien mélangés. Les différences dans les régimes de précipitations sont encore plus prononcées. La plupart des études indiquent maintenant que la détection de l'influence humaine (par l'intermédiaire des émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols, et de l'appauvrissement de l'ozone) sur le climat dans les dernières décennies peut être effectuée avec confiance à la fois dans la troposphère et dans la stratosphère planétaires. L'attribution du

changement récent à des facteurs humains peut aussi être effectuée à l'échelle de continents, comme pour l'Amérique du Nord et l'Europe. On peut aussi détecter un rôle significatif à court terme du forçage volcanique. De même, la variabilité naturelle pluridécennale est un facteur important pour expliquer les changements climatiques passés. Il est cependant plus difficile de détecter les effets nets de la variabilité solaire. Certains experts avancent que les modèles pourraient, dans leurs simulations, sous-estimer l'effet du forçage solaire et surestimer celui des forçages des gaz à effet de serre et éruptions volcaniques, ce qui biaise quelque peu les résultats à l'encontre de la détection du rôle du forçage solaire[432-442].

Certains font encore remarquer que, alors que les modèles prévoient généralement que le forçage des gaz à effet de serre des dernières décennies aurait dû faire réchauffer la troposphère plus rapidement que la surface de la Terre, les données satellitaires donnent à penser que c'est l'inverse. Cependant, comme on l'a noté en 5.3.2, avec les corrections apportées récemment aux données satellitaires, les simulations concordent mieux avec les climats observés, ce qui ajoute confiance dans la performance des modèles dans la simulation du climat. Ces corrections rappellent d'ailleurs que les écarts entre les modélisations et l'observation peuvent aussi être imputable à l'erreur observationnelle[438-443].

Les changements des régimes planétaires de précipitations survenus au XX^{e} siècle sont trop importants pour être expliqués par la variabilité interne du système climatique, mais concordent avec des simulations régies par des forçages à la fois naturels et anthropiques. Une grande partie de ces changements semble liée au forçage solaire dans le début de l'enregistrement. Par contre, le forçage par l'accentuation de l'effet de serre semble avoir contribué significativement à l'augmentation des précipitations dans l'ouest du Pacifique tropical depuis 1940, et donc aux changements des régimes hivernaux de circulation extratropicale. La meilleure explication de l'augmentation de l'apport d'eau douce des fleuves d'Europe dans l'océan Arctique semble également être les effets du réchauffement du climat sur l'hydrologie de la région[444-447].

Les impacts à court terme des grosses éruptions volcaniques sur le climat sont clairement visibles dans les données sur l'élévation du niveau marin et celles de la subsurface océanique. Cependant, comme pour l'atmosphère, la complexité des tendances des températures de l'océan depuis 40 ans ne peut pas être expliquée adéquatement par des forçages naturels ni par la variabilité interne. En fait, c'est par le réchauffement de la surface induit par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre, modifié par les processus d'advection océaniques, que s'expliquent le mieux les récents changements. Les effets refroidissants des émissions d'aérosols tant volcaniques qu'anthropiques ont retardé l'absorption de chaleur par les océans, qui aurait été due au seul forçage des gaz à effet de serre au cours du dernier siècle, d'environ les deux tiers[280,448].

Un nombre croissant d'autres aspects de la réponse du climat au forçage radiatif ajoutent à la confiance de l'identification de l'empreinte climatique. Par exemple:

- la tropopause a monté dans les dernières décennies, ce qui concorde avec un réchauffement anthropique de la troposphère[449-452];
- la hausse des températures, la vague de chaleur intense de 2003 et les tendances des températures printanières et estivales en Europe, de même que les changements des températures nocturnes extrêmes, tant chaudes que froides, survenus dans le monde entier depuis 1950 ont tous été significativement liés au forçage anthropique du système climatique[453-456];
- environ un tiers de l'augmentation du rayonnement descendant de grande longueur d'onde survenue sur le centre de l'Europe entre 1995 et 2002, liée à une hausse de l'humidité, a aussi été attribuée à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre[457];
- le régime des changements de la pression au niveau de la mer dans le monde entier est bien simulé par les modèles du climat et ne peut être expliqué que par des forçages anthropiques[458];
- bien que certaines simulations de modèles rendent très bien le comportement de l'oscillation Arctique et son effet sur la variabilité du climat de l'Arctique, elles ne peuvent reproduire les récentes tendances de ce comportement que si on y inclut des forçages anthropiques. La même chose a été constatée pour les changements récents du comportement décennal de l'ENSO[459-460];
- même si les changements interannuels régionaux du climat peuvent être dominés par des effets d'oscillations comme l'ONA et l'OA, les caractéristiques à grande échelle des tendances au réchauffement planétaire des 30 dernières années ne peuvent pas être expliquées par ces fluctuations naturelles[461];

- les experts s'entendent à dire que des phénomènes météorologiques uniques ne peuvent en général pas être attribués à une cause globale précise. Cependant, le recours à des méthodologies comme celles utilisées en épidémiologie peuvent aider à déterminer comment le risque d'occurrence de ces phénomènes peut être lié à des causes précises[462].

Il reste d'autres tendances des climats régionaux qui sont difficiles à relier avec confiance à des forçages particuliers du climat. Les récents régimes des précipitations estivales sur l'Europe, par exemple, sont très semblables à ceux que projettent les modèles contraints par des forçages naturels et anthropiques, mais leur ordre de grandeur est différent. C'est pourquoi les changements observés ne peuvent pas encore être liés à des causes précises. De plus, même si on a proposé d'utiliser les changements de la circulation atmosphérique comme indicateurs appropriés du changement climatique (et un facteur important de l'attribution de ce changement au niveau régional), les tendances récentes du comportement de caractéristiques de la circulation telles que l'ONA en hiver ne concordent pas bien avec la plupart des simulations forcées par la hausse des concentrations de gaz à effet de serre. Une des raisons peut en être une résolution inadéquate des modèles de circulation générale. Des études montrent par exemple que les modèles à plus haute résolution peuvent résoudre des rétroactions des flux locaux de chaleur et d'humidité en surface qui ne sont autrement pas pris en compte dans les simulations. C'est pourquoi l'attribution des changements au niveau régional peut demeurer un problème jusqu'à ce que les modèles incluent plus de détails sur les rétroactions du climat[171,463-467].

On a aussi des indications que l'empreinte humaine peut être détectée dans les réponses de l'écologie au changement climatique. Une étude de l'activité des feux de forêt au Canada montre, entre 1922 et 1999, que la tendance de la superficie brûlée est étroitement liée aux tendances observées des températures estivales dans les régions concernées. Ces tendances ont elles-mêmes été attribuées au forçage des gaz à effet de serre. De même, les changements significatifs de la végétation de l'Arctique à l'interface toundra/taïga dans le nord-ouest du Canada correspondent aux grands changements régionaux du climat et aux rétroactions associées qui sont attribuables au forçage anthropique[468-469].

6.0 IMPACTS

6.1 Ressources et phénomènes hydrologiques

En général, les modèles couplés du climat de la présente génération sont plus cohérents que ceux des études précédentes dans leurs projections de la réponse des régimes hydrologiques locaux au réchauffement du climat. À l'échelle planétaire, ils ont tendance à projeter une augmentation des ressources en eau dans les régions qui en ont déjà beaucoup et une diminution dans les régions qui sont déjà sèches. Ils annoncent des baisses significatives de l'humidité du sol et du ruissellement (10-30 % sous les niveaux du XX^{e} siècle en 2050) dans de grandes parties de l'Amérique du Sud, de l'Asie de l'Est, de l'Afrique, de l'Australie, du bassin méditerranéen et de l'ouest des États-Unis. Ces baisses peuvent être particulièrement importantes dans les régions où la hausse des températures est accompagnée d'une diminution des précipitations. Par contraste, l'humidité du sol et les débits des cours d'eau semblent devoir augmenter dans de nombreuses régions des latitudes moyennes à élevées. Les modélisations des climats régionaux suggèrent cependant que les études menées à l'aide de modèles couplés du climat n'ont pas adéquatement pris en compte les rétroactions négatives de l'évapotranspiration de la végétation pendant les périodes de sécheresse régionale et donc sur-estimé les risques à ce sujet[470-474].

Au Canada, les cours d'eau de Colombie-Britannique alimentés par les pluies devraient connaître à la fois des inondations plus fréquentes (mais pas nécessairement plus graves) et de plus longues périodes de faibles débits en été. À l'opposé, pour ceux qui sont alimentés par la neige et l'eau de fonte des glaciers, les inondations estivales deviennent plus fréquentes et plus graves, et les périodes de faibles débits plus rares (puisque le réchauffement fait augmenter le ruissellement hivernal). Dans le sud du Manitoba, les modèles projettent des étés plus secs, une réduction de la recharge des eaux souterraines et une baisse des niveaux d'eau. Pour le bassin des Grands Lacs, un déplacement vers le pôle du transport d'humidité par l'atmosphère donnera probablement des conditions plus humides au nord de 42N et plus sèches au sud de ce parallèle. Les résultats d'ensemble des modèles, moyennés sur la totalité du bassin, suggèrent que les augmentations annuelles des précipitations vont dépasser celle des pertes par évaporation. Par conséquent, toutes choses étant égales par ailleurs, il s'ensuit une augmentation annuelle

nette de l'approvisionnement en eau du bassin. Cependant, l'approvisionnement net en eau baisse pendant l'été. Ces résultats semblent s'écarter de ceux issus d'études antérieures et devront faire l'objet de travaux supplémentaires[475-478].

D'autres études régionales projettent que l'élévation des températures couplée à une augmentation des épisodes de fortes précipitations feront croître la prévalence à la fois des périodes sèches et des inondations aux États-Unis. Les changements de la circulation atmosphérique induits par la réduction par la couverture de glace de mer dans l'Arctique et d'autres facteurs jouent un rôle dans les risques de survenue de tels extrêmes. De plus, des paléoenregistrements pour l'ouest des États-Unis, outre qu'ils confortent l'existence d'un lien entre le temps chaud et les sécheresses extrêmes, indiquent que les graves sécheresses du dernier siècle sont modestes à côté des extrêmes des 1200 dernières années. Il se pourrait donc aussi qu'on ait sous-estimé les risques de telles sécheresses dans le contexte de la variabilité naturelle. Pour l'Angleterre et le Pays de Galles, les modèles projettent une augmentation des épisodes de précipitations intenses, une élévation du niveau marin et un accroissement de la vulnérabilité de la société. Ces facteurs pourraient collectivement faire faire monter les pertes économiques qu'ils entraînent jusqu'à 20 fois leur valeur actuelle d'ici 2080[479-482].

6.2 Agriculture

Selon certaines études, la production alimentaire mondiale au cours du prochain siècle devrait suffire à nourrir la population de la planète, mais sa distribution sera probablement encore plus déséquilibrée que de nos jours, ce qui fera monter les prix des denrées alimentaires et les risques de famine dans les pays les plus pauvres du monde. Pour d'autres auteurs, l'augmentation prévue des risques de grandes sécheresses pendant les saisons de croissance, en particulier dans une grande partie du sud-ouest de l'Amérique du Nord et dans les régions tropicales, pourrait entraîner des périodes de pénuries alimentaires mondiales nettes. De plus, des études effectuées avec des modèles climatiques régionaux à haute résolution suggèrent que les analyses reposant sur les sorties grossières des modèles de circulation générale peuvent sous-estimer le réchauffement régional et surestimer les précipitations. Elles pourraient donc être trop optimistes dans l'estimation des impacts nets sur la production agricole[483-486].

Dans la plupart des études internationales, l'agriculture canadienne est généralement considérée comme un des secteurs qui bénéficient le plus du changement climatique à venir. De leur côté, les études canadiennes sur les impacts du changement climatique propres aux régions et aux cultures ont été moins optimistes, suggérant à la fois des avantages et des désavantages significatifs. Cependant, une évaluation récente qui a utilisé un modèle économétrique pour évaluer les valeurs des terres sous des climats plus chauds impliquait aussi que, avec des mesures d'adaptation, toutes les provinces en bénéficieraient, les gains les plus importants étant réalisés dans les Prairies. Les chercheurs font remarquer que l'étude n'examine pas les contraintes physiques à l'adaptation, et que nombre de politiques gouvernementales actuelles, comme l'assurance-récolte et autres programmes de soutien, devraient être abandonnées[487].

6.3 Écosystèmes naturels

La réponse des écosystèmes forestiers au changement climatique sera complexe. Dans le centre de leur aire de répartition, les essences forestières peuvent être au début résilientes au changement – jusqu'à ce que certains seuils soient dépassés. Une fois ces seuils franchis, le changement peut devenir rapide et déboucher sur une association d'espèces totalement différente dans l'écosystème. Si ces relations ne sont pas bien comprises, il sera difficile de prévoir avec confiance comment le changement climatique touchera ces écosystèmes[206,208,488].

Pour ce qui est des écosystèmes naturels canadiens, les changements projetés du climat vont probablement avoir un impact négatif sur les régions de forêt boréale et faire croître l'activité biologique dans de nombreuses régions de toundra. Les forêts vont aussi gagner sur la toundra, et la composition en espèces des nouveaux écosystèmes sera différente, plus diverse et plus productive. La réponse de l'écosystème de toundra sera déterminée autant par les facteurs hydrologiques que par le changement des températures, et aura des effets complexes sur les propriétés physiques du paysage, dont l'albédo de la surface et les flux de carbone. Comme il y aura probablement une augmentation à la fois de la photosynthèse et de la respiration, ces changements entraîneront une augmentation des flux de carbone, tant vers l'intérieur de l'écosystème que vers l'extérieur. Une grande partie de la hausse de productivité de la toundra sera due à la prolifération d'espèces ligneuses. Il y aura une augmentation des feux, des maladies et des infestations d'insectes. Cet état de choses sera particulièrement important pour les forêts boréales. Les grands incendies de forêt, qui ne représentent qu'environ 3 % de tous les feux au Canada, contribuent cependant pour environ 97 % à la superficie forestière brûlée chaque année. Même si les pertes

annuelles sont aujourd'hui en moyenne d'environ 2 millions d'hectares, mais peuvent dépasser 7 millions, les fréquences d'incendie actuelles à de nombreux sites canadiens (surtout au Québec) sont probablement inférieures aux niveaux historiques du XIX[e] siècle. Cependant, le réchauffement à venir va encore accroître les risques d'incendie, surtout dans les forêts boréales et les tourbières du Yukon, du nord de l'Ontario et du Québec, et la superficie brûlée chaque année au Canada va probablement doubler d'ici la fin du XXI[e] siècle. Les incendies dus aux activités humaines joueront aussi un grand rôle dans cette augmentation. Une augmentation de la pluviosité pourrait atténuer la hausse des risques dans certaines régions du Canada, mais aucune ne devrait voir de baisse. Ces feux pourraient évidemment causer de fortes émissions de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Une bonne gestion des forêts pourrait aider à réduire ces risques[489-495].

La productivité des écosystèmes forestiers dépend aussi beaucoup de la quantité des précipitations estivales. Sur la côte ouest du Canada, par exemple, une baisse de 10 % des pluies ou une augmentation de 6 % de l'évapotranspiration ferait chuter de 10 à 30 % la production de bois d'œuvre commercialisable sur une durée de vie de peuplement. De nombreuses études effectuées à l'aide de modèles ont postulé que l'effet direct d'un enrichissement du CO_2 sur la densité stomatique des feuilles aiderait à réduire l'évapotranspiration par unité de surface foliaire, et donc à atténuer les effets possibles d'une réduction de la pluviosité. Des expériences menées sur 15 types différents d'espèces végétales ont cependant montré que l'ouverture des stomates ne diminuait que faiblement dans une atmosphère enrichie en CO_2. Qui plus est, il n'y avait pas de changement notable de la densité stomatique[496-497].

Avec une réduction prononcée du couvert de glace dans l'océan Arctique en été et un passage significatif du climat de l'Arctique à des températures supérieures au point de congélation, la totalité du système physique-biologique du Haut-Arctique connaîtra aussi des bouleversements profonds. Toutefois, de nombreux aspects de ce système complexe et interconnecté restent mal compris. Certaines espèces seront en péril. Par exemple, une hausse de la fréquence des épisodes de pluies « chaudes » fera croître les risques pour les populations de phoques annelés établies sur les côtes de l'Arctique en faisant effondrer les tanières et en augmentant l'exposition des jeunes au stress thermique et aux prédateurs; cette baisse du nombre de phoques a elle-même des conséquences pour les ours qui s'en nourrissent. De même, une augmentation des risques d'épisodes de neige abondante et de pluie sur neige lors

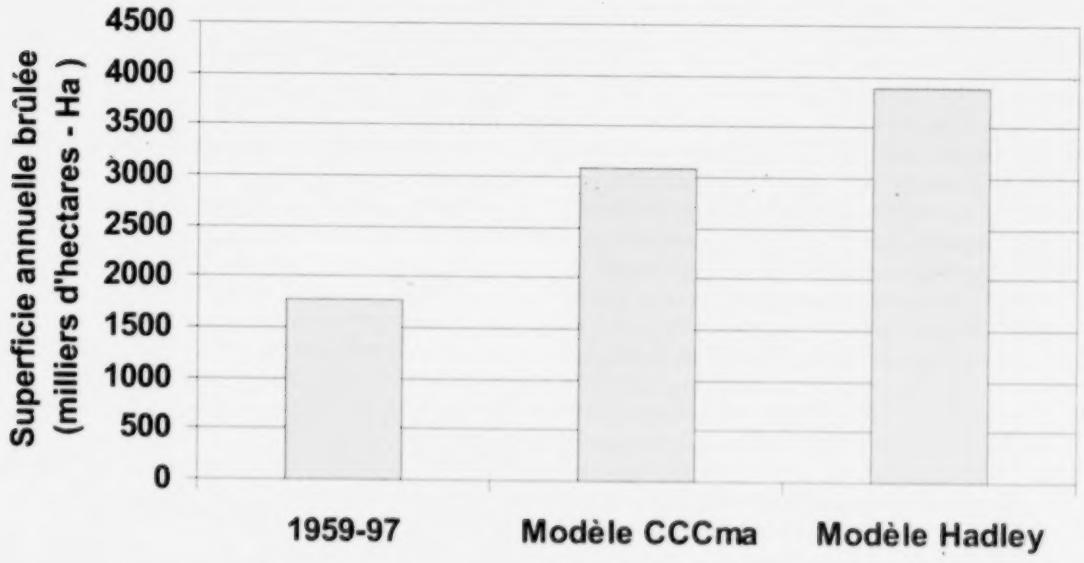


Figure 5 : En se basant sur la relation historique existant entre la météorologie, l'indice forêt-météo et la superficie brûlée, et en l'appliquant à des projections régionales de climat provenant de deux modèles différents, la perte totale annuelle par le feu de la forêt boréale canadienne pourrait s'accroître de 70 à 120%, relativement aux taux de pertes actuelles, sous les climats plus chauds (3 X CO_2) attendus vers la fin du siècle (Flannigan et al. 2005, référence #491).

d'hivers plus doux et plus humides pourrait avoir de graves impacts sur les ongulés de l'Arctique, comme les troupeaux de caribou de Peary, déjà décimés par des phénomènes récents. Pour nombre des espèces animales et végétales de l'Arctique, la réponse dominante sera la relocalisation plutôt que l'adaptation; pour d'autres, ce ne sera peut-être pas une option[407,498,502].

Il est projeté que la productivité primaire de l'océan augmentera de jusqu'à 8 % à l'échelle planétaire. Cependant, la teneur en oxygène de l'océan de subsurface va graduellement baisser. Si la circulation thermohaline devait s'interrompre, l'océan profond pourrait connaître une anoxie généralisée, le taux d'oxygène baissant par endroits de 20-40 % en l'espace de six siècles. Dans les zones de conditions marginales de glace de mer des océans subpolaires, le recul de la glace entraînera probablement un rétrécissement significatif (42 % dans l'hémisphère Nord) des biomes océaniques régionaux très productifs. De plus, aux basses latitudes, la zone de faible productivité augmentera un peu en superficie. Certains des récifs coralliens de ces régions devraient subir un blanchissement généralisé et s'éteindre, alors que d'autres pourraient développer de nouvelles relations de symbiose avec des algues tolérantes à la chaleur qui les aideraient à éviter ce dépérissement. Bien que cette situation permet de penser que les coraux pourraient s'adapter au changement climatique mieux qu'on ne le croyait, leur composition pourrait changer radicalement. L'augmentation d'acidité de l'océan exacerberait les effets de la hausse des températures. Certains avancent que ces stress imposés aux coraux pourraient, d'ici le milieu du siècle, avoir des effets dévastateurs sur eux, ainsi que sur la biodiversité et sur les sociétés qui en dépendent[67,503-507].

Les experts font une mise en garde : quand on évalue les impacts du changement climatique sur les écosystèmes océaniques, il faut aussi prendre en compte les très forts impacts régionaux des oscillations pluridécennales. On peut prendre pour exemple les importants impacts des changements pluridécennaux des climats du Pacifique sur l'abondance variable des anchois et des sardines survenus dans la région ces 50 dernières années. En outre, la relation entre l'abondance des niveaux inférieurs de la chaîne alimentaire et la température, modifiée par la dynamique de l'océan, est donc complexe. Elle est positive, par exemple, dans les eaux fraîches, plus turbulentes et riches en éléments nutritifs de l'Atlantique Nord et négative dans les eaux équatoriales plus chaudes et stratifiées. C'est pourquoi la réponse des écosystèmes océaniques au changement climatique à venir sera complexe[508,509].

Dans les systèmes d'eaux douces, la baisse de diversité des pêches locales pourrait atteindre 75 % en 2070 dans les cours d'eau aux débits réduits – dont la plupart sont situés dans des pays pauvres. Des changements régionaux dans la gestion de l'eau et des écosystèmes pourraient cependant réduire ces pertes. Le réchauffement à venir limitera aussi la période de migration annuelle de certaines espèces de poissons vers l'intérieur. Cet état de choses pourrait, par exemple, menacer les populations de saumon rouge à la bordure sud de leur aire de répartition au large de la Colombie-Britannique. En Europe, un réchauffement de 1 °C pourrait être suffisant pour faire cesser le retournement des eaux dans les lacs profonds. Le manque d'apport en oxygène dans les eaux plus profondes qui s'ensuivrait interromprait le cycle des nutriments et détruirait irrémédiablement les espèces de fond de lac. À l'inverse, le réchauffement de lacs moins profonds, bien qu'ayant des impacts négatifs sur les espèces d'eaux froides, pénétrerait probablement dans la plus grande partie de la colonne d'eau et aiderait à maintenir le retournement. Dans les lacs alpins, ces changements se traduiraient probablement par des conditions plus favorables aux petites espèces et par une augmentation du risque d'invasion par des espèces exotiques[510-513].

À l'échelle mondiale, il pourrait aussi y avoir une augmentation marquée des probabilités d'extinction d'espèces d'ici 2050. Une étude indique par exemple qu'à cette échelle une hausse de température de 2 °C pourrait condamner à l'extinction jusqu'à 37 % des plus de 1000 espèces examinées. Selon certains auteurs, les risques d'extinction seraient même encore plus grands si l'on prend en compte d'autres pressions exercées sur la composition en espèces, sur la distribution et l'abondance de celles-ci et sur l'augmentation de la fragmentation de l'habitat. On voit déjà se produire ce genre d'impacts écologiques, avec le déclin spectaculaire et la disparition de nombreuses espèces de batraciens des régions tropicales des Amériques, probablement dus à une infestation de champignons pathogènes déclenchée par la hausse des températures nocturnes et l'augmentation de la nébulosité diurne. D'autres exemples concernent les différences des taux de réponse écologique, le long des corridors migratoires d'espèces aviaires telles que le gobe-mouche noir, et dans le cas du rétrécissement des habitats de milieux humides des Prairies nécessaires aux oiseaux aquatiques migrateurs d'Amérique du Nord[514-519].

6.4 Cryosphère et niveau de la mer

Selon les projections du bilan précipitations-fonte de l'inlandsis du Groenland pour un climat plus chaud, celui-ci devrait continuer à diminuer de volume. Toutefois, étant

données la piètre résolution du modèle et les incertitudes entachant le changement climatique projeté, la vitesse de cette diminution n'est pas bien définie. En Antarctique, par ailleurs, l'augmentation prévue des précipitations pourrait dépasser celle des taux de fonte, d'où un bilan glaciel positif qui pourrait compenser le déficit du Groenland. Quand on l'ajoute aux tendances à long terme de l'appauvrissement, l'impact net de la réponse au réchauffement des inlandsis des deux régions polaires sur l'élévation du niveau de la mer au cours du prochain siècle pourrait être presque nul. Cependant, l'élévation associée des niveaux marins devrait être de plus en plus marquée au cours des siècles suivants. Si, par exemple, un réchauffement de 3 °C ou plus se maintient au-delà de 2100, l'inlandsis du Groenland pourrait fondre complètement en un à trois millénaires; la fonte totale de cet inlandsis ajouterait 7 m au niveau planétaire des mers. Une fois ce processus entamé, des rétroactions le rendraient probablement irréversible[520-525].

D'autres petites calottes glaciaires et glaciers du reste du monde vont eux aussi continuer à fondre, et ajouter à l'élévation mondiale du niveau de la mer. Selon les estimations, le volume total de glace présent dans ces petites masses de glace terrestre entraînerait une élévation du niveau de la mer de 24 cm; quand on y inclut les glaciers liés aux inlandsis du Groenland et de l'Antarctique, cette élévation potentielle passe à 50 cm. Ces chiffres s'additionnent aux élévations dues à l'expansion thermique des océans. L'effet direct de cette montée du niveau marin sur les communautés et écosystèmes côtiers sera en outre exacerbé par l'érosion des côtes. Certaines estimations suggèrent que l'impact combiné des deux processus sur les structures côtières fixes pourrait être double de celui de la seule élévation du niveau de la mer[526-527].

Sous des climats plus doux, le pergélisol connaîtra une dégradation significative dans les régions alpines et aux latitudes élevées. L'augmentation de la couverture nivale hivernale ou de la présence de croûtes de glace dues aux épisodes de pluie sur la neige accentuera cette dégradation dans certaines régions en isolant le sol de l'air plus froid; dans d'autres, les effets du réchauffement de l'air pourraient être partiellement compensés par la diminution projetée de l'épaisseur de neige en hiver. La superficie de terres qui subissent déjà des épisodes de pluie-sur-neige pourrait augmenter de 40 % d'ici la fin du XXI^{e} siècle. Selon des projections récentes, l'épaisseur de la couche dégelée sur la plus grande partie de la région de pergélisol de l'Arctique devrait augmenter substantiellement. Cette situation pourrait aussi modifier significativement l'hydrologie et la stabilité des masses terrestres touchées. La fonte de la glace contenue dans le sol ajouterait à l'apport d'eau douce dans l'océan Arctique, déjà gonflé par l'augmentation des précipitations aux latitudes élevées. Ce recul du pergélisol permettrait certes une augmentation significative des flux de carbone du sol de la toundra et une migration vers le nord des arbustes et des forêts boréales, mais son impact net sur l'hydrologie de surface et de subsurface et sur le cycle du carbone n'est pas bien compris[500,528-529].

Les modèles du climat ne rendent pas encore bien l'interaction complexe entre les processus de l'atmosphère, de l'océan et de la glace de mer qui sont en jeu dans les régions polaires. C'est pourquoi il demeure des écarts significatifs entre les diverses simulations en ce qui concerne la réponse de la glace de mer polaire au réchauffement du climat. Les modèles qui montrent une épaisse couche de glace arctique dans les simulations de contrôle ont aussi tendance à montrer un réchauffement moindre que les modèles présentant une glace plus mince, alors que c'est l'inverse dans l'océan Austral. Tous les modèles projettent cependant un important déclin de la glace de mer polaire. Cette réduction pourrait à terme faciliter grandement la navigation dans les eaux arctiques canadiennes, mais ce pourrait être l'inverse dans les prochaines décennies. Alors que le réchauffement devrait causer un amincissement et une rupture plus généralisée de la glace relativement lisse entre les îles Reine-Élizabeth, cette rupture permettra à de la vieille glace, plus épaisse et plus dure, provenant de l'océan Arctique, d'emprunter ces chenaux et de gagner le passage du Nord-Ouest. La navigation dans la région serait alors plus dangereuse tant que la vieille glace n'aura pas disparu de l'océan Arctique[530-532].

6.5 Extrêmes

Un certain nombre de variables climatiques influent sur la fréquence des épisodes de températures extrêmes, dont des changements de la circulation atmosphérique, des gradients planétaires de la température en surface et des rétroactions locales. Comme ces variables ne varient pas toujours de façon linéaire avec la température moyenne, il est difficile de prédire comment les extrêmes réagiront au changement climatique planétaire. Toutefois, les simulations des modèles indiquent toutes que des climats plus chauds rendront les vagues de chaleur sur l'Europe et l'Amérique du Nord plus intenses, plus fréquentes et plus longues. Cet état de choses aura un impact maximal sur les régions où ces phénomènes sont actuellement relativement inhabituels, puisque les populations y sont moins bien adaptées. On en voit un bon exemple dans la vague de chaleur qui a frappé

l'Europe à l'été de 2003, phénomène dont la période de récurrence historique statistique estimative est de 9 000 à 46 000 ans. Les simulations continuent aussi d'indiquer que des climats plus chauds feront probablement croître la variabilité des extrêmes de température dans les régions maintenant couvertes de neige et de glace et où l'humidité du sol est réduite. Dans certaines parties des tropiques, la hausse des températures moyennes et l'augmentation de la variabilité des températures pourraient faire que les extrêmes saisonniers qui reviennent présentement une fois tous les 20 ans deviennent des phénomènes quasi annuels en 2100[533-537].

Les simulations réalisées tant avec des modèles couplés du climat planétaire qu'avec des modèles plus détaillés des climats régionaux projettent que les changements des précipitations extrêmes seront étroitement corrélés avec les tendances futures des précipitations moyennes et que la probabilité des fortes précipitations augmentera dans la plupart des régions du monde. Cette augmentation est liée à un décalage de la distribution de la pluviométrie vers des épisodes plus intenses et à une augmentation de la variabilité des précipitations. Les simulations donnent par exemple à penser que, dans le monde entier, l'intensité des extrêmes de précipitations à récurrence de 30 ans augmenterait en moyenne de 14 % d'ici 2085, les augmentations les plus importantes étant de 10 à 30 % sous les tropiques. Les épisodes extrêmes mensuels de pluie au Royaume-Uni, qui surviennent de nos jours une fois tous les 20 ans, pourraient se produire une fois tous les 3 à 5 ans d'ici la fin du XXI[e] siècle. La probabilité d'occurrence de ces épisodes pourrait être modulée par des facteurs locaux, dont les rétroactions de la végétation. Par exemple, l'intensité des orages violents d'été pourrait être atténuée par les effets directs de l'enrichissement en CO_2 sur l'évapotranspiration des plantes. De même, les changements des saisons de culture influeront sur les régimes d'évapotranspiration, qui peuvent à leur tour influer sur le début des saisons de temps violent d'été[186,538,541].

Il y a des indications que, dans des climats plus chauds, le nombre mondial total de tempêtes tropicales pourrait baisser, mais pas sur tous les bassins océaniques. Cependant, des simulations multiples effectuées à l'aide de divers modèles et schémas de convection indiquent que, dans presque tous les scénarios, l'intensité des vents des ouragans augmente (en moyenne de 6 %), de même que le taux de précipitations dans un rayon de 100 km du centre de la tempête (en moyenne de 18 %). Une augmentation de 10 % de la force des vents ferait croître de 40 à 50 % l'énergie dissipée par l'ouragan. C'est pourquoi le risque d'occurrence d'ouragans de catégorie 5, extrêmement destructeurs, devrait s'accroître graduellement avec le temps[383,384,542,543].

Le nombre total de cyclones sévissant chaque année à l'extérieur des régions tropicales va aussi probablement diminuer avec le réchauffement du climat, mais les cyclones intenses deviendront plus fréquents. Selon les estimations, le nombre de cyclones extratropicaux intenses de l'hémisphère Sud augmentera de plus de 20 % en été comme en hiver, alors que, dans l'hémisphère Nord, les augmentations de cet ordre ne concerneront que l'été. Les vents maximums quotidiens moyens devraient aussi être plus forts, et ce renforcement, lié à des changements dans la baroclinicité de la basse troposphère et à des rétroactions entre les précipitations et l'intensité des tempêtes, devrait être maximal sur les côtes est de l'Amérique du Nord et de l'Asie. Les trajectoires des tempêtes devraient aussi se décaler vers les pôles[187,393,544-546].

L'augmentation d'activité des cyclones intenses et de l'intensité des régimes positifs de l'ONA influe aussi sur la fréquence des hauteurs de vagues extrêmes. Pour l'Atlantique, celles-ci devraient devenir plus fréquentes dans le nord-est et dans le sud-ouest à l'automne et en hiver, mais moins fréquentes aux latitudes moyennes[547].

Jusqu'ici, rares sont les études qui ont examiné les conséquences socio-économiques et écologiques des passages abrupts et rapides du climat mondial d'un état d'équilibre à un autre. Cependant, autant les paléoenregistrements que les simulations informatiques suggèrent que le système climatique de la Terre a déjà connu de telles discontinuités potentiellement catastrophiques, et pourrait en connaître de nouvelles. De plus, la probabilité de ces événements semble augmenter pendant les périodes de changement rapide du climat planétaire moyen. Les experts préviennent que les risques associés doivent aussi être pris en compte dans les évaluations des risques à long terme découlant du changement climatique[189,190].

6.6 Impacts socio-économiques

De nombreux experts estiment que les impacts sur la santé et le bien-être des populations humaines est un des aspects les plus inquiétants du changement climatique. Les plus graves augmentations de ces risques surviendront probablement en Asie et en Afrique, mais nombre des pays pauvres de ces continents sont déjà si vulnérables que la hausse relative du risque pourrait être faible. Les problèmes liés à l'eau sont particulièrement préoccupants. Dans de nombreuses régions, dont certaines connaissent déjà un stress à cet égard, l'approvisionnement annuel en eau va

baisser. Il s'agit entre autres du bassin de la Méditerranée, de certaines parties de l'Europe, de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud et du sud de l'Afrique. Par ailleurs, certaines régions, dont le sud et l'est de l'Asie, connaîtront probablement des augmentations de l'approvisionnement en eau, mais qui ne surviendront pas nécessairement pendant la saison sèche, quand elles sont le plus nécessaires. C'est ainsi qu'entre 370 millions et 1,7 milliard de gens pourraient subir une augmentation du stress hydrique d'ici 2020, et entre 670 millions et 2,8 milliards d'ici 2050. On s'inquiète également de l'augmentation de l'exposition au rayonnement UV-b. Les études à ce sujet indiquent que la persistance du refroidissement de la stratosphère induit par l'accentuation de l'effet de serre pourrait faire croître la vulnérabilité des régions de l'Arctique à de graves épisodes d'appauvrissement de l'ozone. Donc, le rétablissement que devait connaître la couche d'ozone stratosphérique de l'Arctique grâce aux réductions découlant de la mise en œuvre du Protocole de Montréal sera peut-être reporté. De même, le succès des mesures visant à améliorer la qualité de l'air dans des régions industrialisées comme l'est de l'Amérique du Nord pourrait être partiellement contré par les effets secondaires du changement climatique local sur la chimie de l'atmosphère[268,545-551].

Les implications économiques du changement climatique à venir sont difficiles à évaluer, puisque les façons de les mesurer varient d'une société à l'autre. Les études sur ce sujet ne s'entendent pas toujours sur les méthodologies, et donc sur la quantification des coûts et avantages agrégés. Elles ont aussi tendance à laisser de côté la complexité des impacts sur les populations humaines, et en particulier l'inégalité de la distribution des effets positifs et négatifs en jeu. Les recherches en ce domaine présentent un retard sur celles des sciences physiques. Sur le plan qualitatif, on convient généralement que les coûts nets deviennent de plus en plus négatifs à mesure que le réchauffement augmente et accélère et que, si le réchauffement dépasse le seuil de 3 ou 4 °C, tous les secteurs économiques, sauf peut-être le secteur forestier, risquent de plus en plus d'être affectés. De nombreuses études montrent déjà que les gens et les pays pauvres sont les plus vulnérables et les plus durement touchés, alors qu'une grande partie des avantages profite aux pays mieux nantis. Des approches d'équilibrage de l'équité pourraient aider à aborder ces biais. Les impacts négatifs du changement climatique sur les pays en développement peuvent aussi y faire croître le potentiel de conflits et de perturbations pour les populations, et entraîner des pressions de migration et d'émigration. Les autorités des éventuels pays d'accueil, comme le Canada, doivent prévoir ces migrations de masse et s'y préparer. Cependant, l'absence de recherches sur ce sujet rend ces liens entre changement climatique, pauvreté, ethnicité et politique des conflits quelque peu théoriques[552-556].

Il y a eu aussi récemment un certain nombre d'études qui ont examiné comment le changement climatique peut affecter les activités socio-économiques sur les plans local et régional, au Canada et ailleurs dans le monde. Parmi les projections figurent les suivantes :

- augmentation de la vulnérabilité sociale au stress thermique pendant les vagues de chaleur, surtout dans les zones densément peuplées[557];
- augmentation du stress imposé aux écosystèmes des régions côtières comme celle du Pacifique, ce qui posera des problèmes aux gestionnaires de l'eau, des forêts, des habitats du saumon et de d'autres ressources naturelles[558];
- diminution de la capacité de charge des cargos et donc possibilité d'augmentation atteignant 29 % du coût des marchandises ainsi transportées, si les niveaux d'eau dans les Grands Lacs baissaient significativement[559];
- diminution des voyages internationaux des touristes des latitudes tempérées, et croissance du tourisme aux latitudes moyennes à élevées et dans les régions d'altitude, par rapport aux régions de climats plus chauds. Pour l'industrie du ski dans le sud de l'Ontario, des hivers plus doux pourraient raccourcir la saison d'entre 60 et 90 % d'ici 2050, et donc profondément affecter les industries connexes[560-561];
- augmentation de l'instabilité du terrain dans les régions alpines consécutive à la dégradation du pergélisol, et accompagnée d'impacts sur les activités socio-économiques de la région[346];
- pour le secteur agricole canadien, peu de pertes économiques nettes attribuables au changement climatique avant 2020, dans la mesure où les options d'adaptation sont pleinement utilisées sans coût et où il n'y a pas d'augmentation des phénomènes extrêmes[562];
- oles facteurs démographiques, plutôt que les tendances du comportement des conditions météorologiques, semblent être la cause dominante des pertes économiques imputables à des catastrophes d'ordre météorologique aux États-Unis[563].

7.0 GESTION DES RISQUES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

7.1 Le débat science-politiques

Dans la communauté scientifique, le débat sur le changement climatique a changé de nature : on ne se demande plus s'il existe ni quelle sera sa gravité, mais comment y faire face. Le consensus général est que le réchauffement planétaire a déjà commencé, que la combustion de combustibles fossiles en est la cause première et que les impacts négatifs des phénomènes météorologiques et climatiques vont grandement empirer. Même si certains continuent d'arguer qu'il n'est pas encore possible d'attribuer des causes au changement climatique, il appert que ces conclusions ne sont pas étayées par la littérature scientifique. De plus, il y a le risque bien réel et significatif que le système climatique, soumis à de grands changements, devienne instable et donc réponde de façon brutale une fois dépassé un seuil critique. Cet état de choses fait en sorte que l'attentisme n'est pas une solution, puisqu'il sera trop tard pour faire quoi que ce soit quand ces seuils auront été franchis. Bien que la science ne puisse pas assurer la volonté politique de régler ces préoccupations, elle peut aider à surmonter les résistances sociale, économique et politique au changement[89,214,564-572].

Une partie du défi scientifique qui demeure est de comprendre comment le changement climatique va affecter localement les conditions météorologiques et en surface, un objectif encore difficile à cerner. Divers chercheurs ont identifié des seuils critiques au-delà desquels le dommage infligé aux écosystèmes ou aux sociétés peut être considéré comme inacceptable. Cependant, il reste aussi beaucoup de controverse sur la façon dont ces connaissances peuvent être utilisées pour déterminer ce qui constitue une « perturbation anthropique dangereuse du système climatique », selon les termes de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC). Cet état de choses est dû en partie au fait qu'il n'a encore guère été mené de recherches pour comprendre comment le public perçoit qu'une situation est ou non dangereuse. Diverses études ont ajouté à la gamme des critères qui pourraient être pris en compte. La désagrédation des inlandsis polaires, l'élévation du niveau de la mer, le dépérissement des récifs coralliens et les risques associés aux phénomènes météorologiques extrêmes sont par exemple dangereux pour la survie et donc la souveraineté des pays-atolls, mais posent aussi de graves risques pour d'autres pays. De plus, la communauté scientifique a pu sous-estimer sérieusement l'instabilité du climat et le risque de surprises catastrophiques qui en découle. Faire face à cette vulnérabilité au moyen de politiques exigera une approche de prudence qui fasse intervenir des principes de justice, de souveraineté et de sécurité. Par ailleurs, il serait également dangereux d'attendre de disposer d'évaluations plus détaillées, puisqu'on pourrait ainsi manquer la fenêtre d'opportunité pour la mise en œuvre d'options d'atténuation rentables. Dans les régions de longues traditions autochtones, la mise à profit des savoirs traditionnels pourrait se révéler fructueuse pour évaluer les vulnérabilités[89,434,564,573-579].

Les évaluations du GIEC restent le principal processus pour élaborer des tableaux approfondis de l'état actuel des connaissances scientifiques liées à la question du changement climatique – par exemple, quels aspects de la science sont bien connus et lesquels exigent d'être étudiés plus avant. Plusieurs économistes ont avancé que les méthodes économiques utilisées par le GIEC pour créer ses scénarios d'émissions de gaz à effet de serre laissaient gravement à désirer. D'autres ont par contre répliqué que certains aspects de leurs arguments sont mal étayés et que les principaux scénarios d'émissions utilisés par le GIEC restent robustes. Diverses sociétés et académies scientifiques, comme l'American Meteorological Society, ont émis des déclarations d'appui au processus d'évaluation du GIEC et aux conclusions auxquelles il est arrivé jusqu'ici, tout en reconnaissant le besoin de pousser les recherches pour améliorer les projections des modèles du climat, surtout à l'échelle régionale. Des déclarations du même ordre ont été faites par les rédacteurs en chef de grands journaux scientifiques. Cependant, des sceptiques ont avancé que les évaluations internationales entreprises par le GIEC et d'autres ne devraient pas être acceptées sans faire l'objet d'un débat. Ils mettent de plus en garde contre la marginalisation ou la mise à l'écart de ceux qui s'inscrivent en faux contre la majorité de la communauté de la recherche scientifique[566,580-588].

En plus de devoir lever les incertitudes, les scientifiques sont confrontés à l'important défi de communiquer efficacement avec les décideurs sur la science du changement climatique et des risques qui s'y rattachent. Un élément qui complique la tâche est que, contrairement à l'utilisation de l'exposition au rayonnement UV-b nocif comme exemple de danger qui a facilité les interactions entre la science et les politiques dans le cas de l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique, on ne dispose pas de tels exemples concrets pour les risques du changement climatique. Des experts ont avancé que, comme préalable à une meilleure communication, le milieu scientifique doit d'abord mieux décrire les incertitudes

scientifiques en langage et termes de risque que peuvent comprendre des non-scientifiques. Ils font remarquer qu'il faudra entre autres publier des analyse plus formelles des modèles climatiques et économiques utilisés dans les projections, rechercher des avis d'experts quand les incertitudes clés demeurent non quantifiées, rallier une plus grande participation d'organismes autres que le GIEC dans l'évaluation et la diffusion des connaissances scientifiques, et mieux comprendre quels indicateurs du climat sont importants pour les décideurs et pour le citoyen moyen. La méthode du GIEC, qui est d'utiliser des nuances relatives de probabilité, n'est peut-être pas la meilleure façon de communiquer ces risques, puisque le concept de probabilité est diversement interprété et ne s'applique qu'à la probabilité d'occurrence d'un phénomène et non à son intensité. Les enquêtes indiquent qu'il faut élaborer une terminologie qui vise les préoccupations, les intérêts et les activités des citoyens moyens, assurant ainsi une connaissance pratique qui puisse être comparée à l'expérience collective et individuelle de la population. De plus, certains experts mettent en garde contre le danger de trop se concentrer sur les aspects socio-économiques des risques du changement climatique, qui pourrait faire que le débat sur les politiques climatiques soit prisonnier de la nécessité de régler d'autres problèmes d'équité sans lien avec le climat[589-594].

S'il est important de mieux comprendre et faire connaître les incertitudes inhérentes à la science du changement climatique, il faut aussi améliorer la manière dont les scientifiques communiquent avec les décideurs et le reste de la population. Un des défis notés est d'améliorer le contact direct entre les chercheurs et les autres parties concernées, dont les médias, pour faire en sorte que le message scientifique soit de bonne qualité. Les scientifiques doivent aussi sensibiliser les journalistes à leur tendance à rechercher un « reportage équilibré » en accordant le même poids à des points de vue opposés sans prendre en compte ni mentionner la crédibilité ou la marginalité d'un point de vue donné. Ce genre de reportages peut entraîner un biais significatif des communications – biais que certains disent particulièrement marqué dans les médias nord-américains de grande visibilité. Il faudra pour cela que les scientifiques reçoivent une formation en ce sens et un encouragement actif à communiquer avec les non-scientifiques par l'intermédiaire des médias et d'articles de vulgarisation[595-597].

Bien que le milieu des politiques internationales ait fait des progrès sur quelques-uns des objectifs à court terme du Protocole de Kyoto en vue de réduire les risques du changement climatique, les experts rappellent que le succès passe en fin de compte par des stratégies d'atténuation à long terme qui font intervenir des mesures beaucoup plus strictes de réduction des émissions de gaz à effet de serre. Toutefois, étant donné la grande diversité des points de vue et des vulnérabilités des nations au changement climatique à long terme, les décideurs élaborant ces stratégies doivent disposer d'un éventail d'outils et d'estimations. Parmi les outils fréquemment utilisés pour évaluer les risques de danger liés au changement climatique à venir figurent les analyses coûts-avantages. Les résultats donnent à penser que, même si les écosystèmes auront déjà peut-être été significativement affectés une fois que les températures auront monté de plus de 1 à 2 °C, les coûts agrégés pourraient ne pas devenir généralement négatifs tant que l'élévation n'aura pas atteint 3 à 4 °C. Beaucoup font cependant valoir que ces analyses sont gravement erronées parce qu'elles ne s'attaquent pas adéquatement aux questions des grandes inégalités régionales, ce qui fait que les importants dommages subis sous les tropiques sont compensés par des gains aux latitudes moyennes à élevées. De plus, le décalage entre les émissions et la matérialisation de leurs impacts soulève des préoccupations quant aux pratiques d'actualisation économique utilisées dans ces analyses. Une option pour régler ces inégalités pourrait être de dédommager ceux qui sont négativement affectés[554,598-602].

Certaines approches alternatives permettent d'ajouter aux options de politiques des éclairages qui n'ont pas été pris en compte dans la majorité des analyses coûts-avantages. L'une est d'identifier une plage de seuils critiques de danger et de déterminer la probabilité de les dépasser. Certains experts, utilisant des modèles d'évaluation intégrée, suggèrent un seuil de changement absolu de la température de l'ordre de 2 à 3,5 °C. Ce seuil aurait encore une probabilité de plus de 50 % d'être dépassé même si les concentrations de CO_2 se stabilisaient à des niveaux inférieurs au doublement des valeurs préindustrielles et une probabilité de 17 % d'être dépassé si les concentrations sont maintenues aux niveaux actuels. Il a aussi été avancé que l'incertitude rend plus urgent d'agir rapidement plutôt que d'opter pour l'inaction[603-606].

Un autre concept qui peut aider à orienter la pensée stratégique est l'approche dites des fenêtres de tolérance. Basée elle aussi sur les sorties de modèles d'évaluation intégrée, cette approche cherche d'autres solutions d'action, qui à la fois évitent un changement climatique dangereux et prennent en compte des critères de tolérance économique. Là encore, les résultats de ces études suggèrent que, par exemple, une transformation écologique significative dans 25 % des réserves naturelles protégées de la planète d'ici 2100 serait déjà impossible à éviter. Ils indiquent aussi que les actions d'atténuation mises en œuvre par un pays auront

sur d'autres pays des répercussions qui doivent être prises en compte[607-609].

Certains experts demandent aussi que des concepts de justice environnementale, laquelle englobe toutes les questions de justice dont celles d'équité, soient introduits dans le débat sur les réponses stratégiques, parce que, selon eux, ce concept pourrait être le pivot de politiques viables sur le changement climatique, qui aideraient à résoudre les risques posés par le changement climatique. Des études suggèrent que nombre des gens pauvres et très vulnérables sont en fait très résilients et capables d'adaptation, dans la mesure où ils disposent d'une marge de manœuvre suffisante. Les politiques visant à promouvoir cette marge de manœuvre pourraient donc être efficaces pour améliorer le potentiel d'adaptation local et faire face aux problèmes d'équité. Cependant, il reste beaucoup à faire pour identifier et étudier les questions pertinentes en jeu dans la justice environnementale. En outre, les politiques justes et équitables sur le changement climatique devraient être entreprises entièrement dans un contexte d'action vers le développement durable, et non y être ajoutées après coup[610-615].

7.2 Atténuation

Pour limiter le changement climatique à venir sous le seuil de réchauffement de 2 °C, considéré par beaucoup comme un seuil critique de danger, il faudrait stabiliser les concentrations atmosphériques de CO_2 à moins de $2\times CO_2$ (~560 ppm). Il y a deux chances sur trois que les concentrations de CO_2 puissent être stabilisées à $2\times CO_2$, ce qui condamnerait probablement la surface de la Terre à un réchauffement de 2,9 °C. Il faudrait au minimum pour cela que les émissions descendent bien en-dessous des niveaux actuels, et qu'environ 75 % de la production d'énergie d'ici 2100 provienne de sources non carbonées – un défi qui exigerait des efforts immédiats pour développer la technologie requise. Si les émissions de CO_2 restent au niveau actuel, il y aura probablement un réchauffement de 2 à 6 °C et une élévation du niveau de la mer de 25 cm par siècle dans les 400 ans à venir. Même si la totalité des émissions de gaz à effet de serre cessaient immédiatement, le changement de la composition de l'atmosphère imputable aux émissions passées a déjà pu condamner la Terre à un réchauffement supplémentaire, mais encore non réalisé, qui pourrait atteindre 1 °C. Certains auteurs avancent que le meilleur compromis pourrait être une approche de couverture qui prenne assez de mesures à court et moyen terme (jusqu'en 2020) pour conserver la possibilité de stabilisation à 450 ppm, si les résultats des études futures sur les seuils critiques déterminaient que c'est nécessaire[616-622].

Des actions précoces faisant intervenir, par exemple, une taxe sur le carbone pourraient faire partie de mesures à court terme qui aideraient à réduire le risque de dépasser les seuils critiques de danger. De telles mesures économiques pourraient cependant venir trop tard pour éviter le danger si la sensibilité du climat mondial est élevée. Bien qu'utiles, ces solutions régies par le marché ne sont pas suffisantes. Il faut aussi des engagements exécutoires. C'est pourquoi la réticence actuelle de certains pays industrialisés à s'engager à de telles mesures est matière à inquiétude. Il appert aussi que la plupart des pays ne font pas un effort suffisant pour se préparer à des changements qui sont déjà inévitables[574,569,604,606].

Un certain nombre de technologies de rechange à la combustion de combustibles fossiles ont été préconisées comme moyen de réaliser d'importantes réductions des émissions. Par exemple, le passage des combustibles fossiles à l'hydroélectricité peut en grande partie éliminer les émissions directes de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Il faut cependant alors prendre en compte les émissions indirectes de gaz à effet de serre des terrains inondés pour constituer les réservoirs indispensables à ce type de production. Les émissions des réservoirs sont certes modestes pour la plupart des systèmes hydroélectriques de régions nordiques (jusqu'à 10 % de celles évitées en n'utilisant pas de combustibles fossiles pour une production d'énergie similaire) mais, dans les systèmes tropicaux peu profonds, elles peuvent annuler les réductions d'émissions directes. L'énergie éolienne est une autre option intéressante, activement préconisée par un certain nombre de pays d'Europe. Bien que les progrès soient beaucoup plus lents en Amérique du Nord, de nouvelles améliorations de la conception pourraient rendre la filière éolienne aussi économique que la production classique d'électricité dans des centrales au gaz. De plus, il y a d'autres avantages accessoires à l'énergie éolienne, liés aux polluants atmosphériques autres que les gaz à effet de serre. Parmi les risques pour l'environnement de l'énergie éolienne, on trouve une faible élévation saisonnière des températures de surface due à la chaleur dégagée par les turbines. Une troisième option est l'utilisation de la biomasse renouvelable comme source d'énergie; elle peut cependant avoir des effets secondaires négatifs imputables aux rejets d'aérosols pendant la combustion, qui doivent être pris en considération. Enfin, certains préconisent de s'orienter vers une économie de l'hydrogène, option qui à la fois améliore la qualité de l'air et atténue les risques du changement climatique. Par contre, il reste beaucoup de travaux à mener pour comprendre l'impact total du cycle de vie de cette approche, entre autres l'effet que les fuites d'hydrogène libre dans l'atmosphère pourraient avoir sur la

chimie des autres gaz à effet de serre dans la troposphère et la stratosphère (p. ex. méthane, vapeur d'eau et ozone) et l'effet des émissions de gaz à effet de serre en amont pendant la production de l'hydrogène[53,623-628].

Les émissions de particules de carbone noir et de matière organique ont contribué pour beaucoup aux changements passés des températures. Comme le temps de séjour de ces aérosols dans l'atmosphère est très court, une réduction prononcée de leurs émissions en réduirait rapidement les concentrations atmosphériques et pourrait donc être un des moyens les plus rapides et les plus efficaces pour prendre des mesures hâtives efficaces face au changement climatique. Certains sont d'avis que de ne pas les avoir inclus dans le Protocole de Kyoto pourrait donc être une sérieuse omission. Cependant, la science qui les concerne est complexe et l'importance réelle de ces aérosols continue de faire l'objet d'un débat considérable[629-634].

La séquestration du carbone dans des puits biologiques, bien que matière à controverse, est une autre approche possible pour réduire le taux de croissance des concentrations atmosphériques de CO_2, et donc les risques du changement climatique. Nombre des pratiques de gestion des terres permettant d'y parvenir sont assorties d'avantages accessoires, comme une réduction de l'érosion des sols et une augmentation de la productivité des sols agricoles, surtout dans les régions où ceux-ci sont gravement dégradés. C'est pourquoi les puits de carbone dans des paysages agricoles et des paysages forestiers gérés ont déjà été acceptés par la Conférence des Parties à la CCNUCC comme compensations légitimes aux engagements de réduction des émissions de gaz à effet de serre aux termes du Protocole de Kyoto. Cependant, bien qu'on ait de nombreuses indications que ces puits sont réalisables, ils manquent de permanence s'ils ne sont pas soigneusement gérés. Une option est de régler la responsabilité en cas de non-permanence dans les protocoles d'atténuation au moyen de modèles économiques qui optimisent les coûts de l'élimination du CO_2 en regard du risque de ré-injection subséquente dans l'atmosphère. Ces critères économiques reposent cependant souvent sur des hypothèses incertaines, surtout pour ce qui est de l'actualisation, et ne prennent pas adéquatement en compte les considérations autres qu'économiques. De plus, une partie du carbone éliminé par les projets de séquestration l'aurait été de toute façon parce que la séquestration naturelle augmente avec l'accroissement des concentrations atmosphériques de CO_2[635-641].

Dans le secteur agricole nord-américain, les changements passés des pratiques d'utilisation des terres semblent avoir déjà contribué significativement au stockage de carbone dans les sols, mais la confiance dans l'ordre de grandeur et même dans le signe de ce stockage est faible. Les changements projetés de l'affectation des terres dans le secteur agricole du Canada, en particulier la conversion de sols labourés en prairies et en sols sans travail, la réduction de la jachère d'été et l'application printanière d'engrais azotés, pourraient porter ce puits à 2 Mt CO_2 par an en 2008. Avec des mesures améliorées concernant les puits, cette valeur pourrait même être beaucoup plus grande. La conversion de toute la production de maïs et de soya des États-Unis à des pratiques sans travail du sol pourrait potentiellement créer un puits de 22 Mt C/an. Ces études rappellent la complexité de l'amélioration réussie des puits de carbone dans le sol, et la difficulté d'élaborer des méthodologies de comptabilisation qui soient transparentes et vérifiables[642-646].

Les puits du carbone suscitent d'autres préoccupations environnementales. Par exemple, le reboisement, qui peut aider à extraire le dioxyde de carbone et à le stocker dans des puits biologiques, contribue en même temps à des changements de l'albédo des terres (la réduction de l'albédo ayant une influence locale de réchauffement aux latitudes moyennes à élevées) et de l'évapotranspiration (effet de refroidissement local). Les simulations des modèles indiquent que, si toute la végétation était convertie en couvert forestier, l'effet planétaire net de ces deux processus serait un réchauffement de 1,3 °C. Ainsi, les avantages climatiques de ces options de puits pour réduire les concentrations atmosphériques de CO_2 pourraient être plus qu'annulés par leurs autres impacts sur le climat. De même, alors que le puits océanique de carbone peut être amélioré en fertilisant par le fer les surfaces océaniques, le procédé peut avoir des implications pour l'écologie marine. Les expériences récentes n'ont pas été encourageantes en ce qui concerne la quantité réelle de carbone injecté dans l'océan profond par cette technique, bien que cet état de choses puisse être attribuable à leur petite échelle. Enfin, l'acidification de la surface de l'océan entraînée par l'absorption du CO_2 atmosphérique excédentaire peut à son tour faire baisser la capacité de puits du carbone de la couche supérieure de l'océan[40,42,647-650].

L'injection dans l'océan profond de grandes quantités de CO_2 liquéfié extrait des fumées des cheminées des industries utilisant des combustibles fossiles peut aussi constituer un puits de carbone à long terme. L'efficacité de cette technologie dépend énormément des taux de fuite vers l'atmosphère. Si ce taux est inférieur à 0,001 par an, le procédé peut être un moyen efficace d'éviter des émissions de gaz à effet de serre. Par contre, s'il est plus grand, les émissions supplémentaires générées pendant le processus

de piégeage-stockage peuvent en fait rendre le procédé contre-productif. Des préoccupations environnementales ont aussi été soulevées par l'impact que des injections à grande échelle de CO_2 dans l'océan pourraient avoir sur l'acidité de l'océan. Cependant, l'impact sur le pH dans la zone d'injection peut être atténué par des techniques qui maximisent les taux de dispersion. Des études sur le comportement des organismes à proximité de cheminées sous-marines riches en CO_2 suggèrent aussi que leur capacité d'adaptation peut être plus élevée qu'on ne le pensait[651-654].

Une troisième approche à la séquestration du CO_2 est le dépôt de CO_2 liquide dans des réservoirs géologiques profonds, comme des aquifères salins et des couches minérales alcalines, où le CO_2 est chimiquement immobilisé. Cette technologie est actuellement coûteuse (environ 40 à 60 $/tonne de CO_2) mais pourrait à terme être réalisable pour environ 30 $/tonne de CO_2, et serait, sur le plan environnemental, plus acceptable que d'autres options de séquestration[655-656].

La vérification du succès déclaré des efforts nationaux visant à réduire les émissions de CO_2 et/ou à séquestrer le carbone aux termes du Protocole de Kyoto fait intervenir un processus périodique d'audit. Les tendances régionales des concentrations atmosphériques de C^{14} peuvent fournir une méthode indépendante de vérifier l'exactitude de ces audits. Un des grands défis est la vérification des puits de carbone réclamés comme compensations par les pays déclarants. Pour garantir l'équité et la transparence du processus, il faudrait disposer d'un système de surveillance coordonné international et mener des recherches internationales sur les questions de comptabilisation[657-658].

7.3 Adaptation

Étant donné qu'un changement climatique significatif est d'ores et déjà inéluctable, quel que puisse être le succès des efforts déployés pour réduire les émissions de gaz à effet de serre, il devient important que les décideurs développent et mettent en œuvre des stratégies d'adaptation. En fait, certains avancent que l'atténuation et l'adaptation devraient être des buts simultanés dans une stratégie intégrée. Cependant, la vulnérabilité d'une communauté au changement climatique est déterminée à la fois par son exposition aux risques et par sa capacité d'y faire face. Les recherches se sont de plus en plus concentrées sur la compréhension de la capacité d'adaptation et sur la nécessité, dans la prise de décisions, d'aligner l'adaptation sur les climats actuel et futur.

Les catastrophes d'ordre climatique ont été considérées comme une possibilité d'intégrer les mesures d'adaptation au climat à venir dans les efforts de reconstruction. En fait, surtout dans les pays en développement, une grande partie de la réponse aux catastrophes climatiques se concentre actuellement sur le rétablissement post-catastrophe, plutôt que sur le renforcement de la capacité à y faire face. Cette situation peut déboucher sur une réduction de la capacité d'adaptation, ou sur une augmentation de ce que certains appellent le « déficit d'adaptation ». Changer l'orientation des organismes d'aide pour viser un régime d'adaptation cohérent et efficace qui intègre les risques du changement climatique dans les mesures de développement permettrait de mieux promouvoir le développement durable dans ces régions. Certains de ces pays réalisent des progrès en ce sens, mais les mesures sont généralement insuffisamment enchâssées dans les élaborations de politiques nationales[659-667].

Les changements projetés que devrait subir le climat dans les prochaines décennies poseront aussi de grands défis aux gestionnaires régionaux des ressources naturelles, dont l'eau, les forêts, les écosystèmes de récifs coralliens et les habitats et voies de migration des poissons. Les gestionnaires de ressources devront élaborer des plans qui comportent un ensemble d'options, de manière à maximiser la capacité d'adaptation et à améliorer la résilience de ces ressources et des communautés qui en vivent. En outre, ils devront le faire en collaboration avec les multiples intervenants touchés par l'évolution des ressources. Des études indiquent que, pour les écosystèmes terrestres, faire face et s'adapter aux perturbations des forêts tout en en conservant la diversité génétique et la résilience est une priorité. Une fois que les écosystèmes forestiers auront dépassé certains seuils écologiques critiques, leur composition pourra changer rapidement, ce qui risque de déboucher en peu de temps sur un assemblage d'espèces radicalement différent. Comme ces seuils de déclenchement sont susceptibles d'être gérés, les politiques d'adaptation peuvent aider à influer sur la manière dont se dérouleront ces transitions. Comme le montre la réponse des communautés de l'ouest du Groenland à l'effondrement des stocks de morue de la région il y a de nombreuses décennies, la diversification, la prévoyance et l'efficacité politique peuvent améliorer considérablement la résilience des communautés à ces changements. Cependant, rares sont les gouvernements ou communautés qui aient mis en place des plans à cet égard[488,512,558,668-671].

L'agriculture canadienne pourrait tirer un avantage significatif d'un réchauffement du climat, dans la mesure où sont prises les mesures d'adaptation appropriées. Diverses études donnent à penser qu'une approche clairvoyante à l'adaptation, dans laquelle les mesures adéquates sont optimisées, pourrait arriver mieux à atténuer les impacts

négatifs et à capitaliser sur les avantages potentiels que ne le ferait une approche lente qui plafonne avec le temps puis se sature. À l'heure actuelle, les changements des pratiques de gestion, comme un accroissement de la spécialisation des cultures, une augmentation de la production de cultures exigeantes en eau, une réduction du pâturage, un plus grand recours au drainage par tuyaux en poterie et une accentuation de la concurrence pour l'eau, pourraient en fait rendre la production agricole canadienne plus vulnérable aux extrêmes climatiques. Des experts font remarquer que les intervenants doivent mieux comprendre les compromis si l'on veut qu'ils soient plus réceptifs aux options d'adaptation et puissent renverser ces tendances. Cette situation pourrait cependant aussi exiger de mettre fin à de nombreux programmes gouvernementaux de soutien agricole, comme l'assurance-récolte[487,672-675].

L'irrigation fait partie des réponses d'adaptation possibles face au risque accru de sécheresse agricole, mais les projections des modèles suggèrent que nombre de régions de la planète, en particulier le nord-est de la Chine, connaîtront une réduction des ressources en eau et donc de la fiabilité de l'irrigation. Beaucoup de régions du monde, dont la plupart des régions du Canada, ont une capacité de réservoir insuffisante pour faire face aux changements projetés des rapports neige-pluie et à leurs impacts sur les débits saisonniers des cours d'eau. Une grande partie du ruissellement excédentaire pourrait être perdu pour ces réservoirs. Ce sont là des facteurs qui pourraient limiter l'utilité de l'irrigation en tant que mesure d'adaptation[676-677].

L'adaptation peut aussi aider à atténuer certains des impacts d'hivers plus doux sur d'autres industries du Canada. Par exemple, avec la fabrication de neige, le raccourcissement de 60-90 % de la saison de ski alpin dans le sud de l'Ontario peut être ramené à une fourchette plus acceptable de 7 à 32 %[561].

L'augmentation du risque de phénomènes météorologiques extrêmes associée à des climats plus doux s'accompagne d'un accroissement des risques de dommages aux propriétés et de pertes de vie. Les infrastructures des communautés peuvent être particulièrement vulnérables. Les chercheurs avancent que le milieu scientifique et les

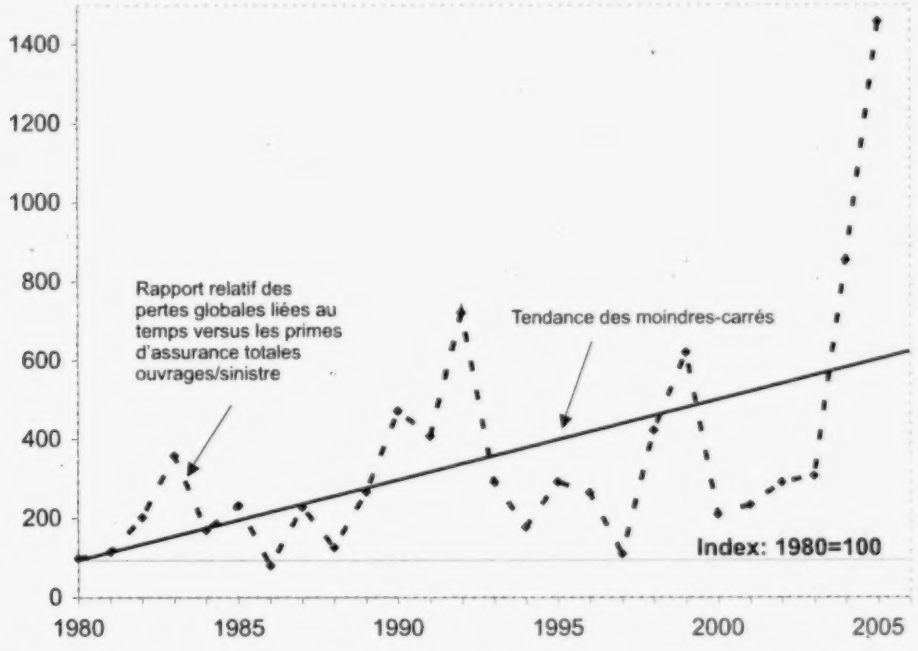


Figure 6 : Dans le dernier quart de siècle, le rapport des pertes assurées lors de catastrophes météorologiques versus les primes d'assurance. Les résultats indiquent que la capacité de l'industrie de l'assurance dans son ensemble, a absorber de telles pertes, est en déclin (Mills 2005, référence #682).

leaders des communautés et de l'industrie de l'assurance devraient accroître leur collaboration pour quantifier les risques, identifier les manques dans la capacité à faire face et examiner les mesures d'adaptation qui permettent de réduire au moindre coût le risque de dommages. Une mesure du succès de l'adaptation est la baisse du nombre de décès liés à des phénomènes météorologiques dangereux. Par exemple, un système d'alerte-chaleur récemment mis en place à Philadelphie a aidé à réduire les risques de morts dues à la chaleur d'environ 2,6 décès par jour. Cependant, les réponses individuelles aux risques du changement climatique peuvent varier significativement en raison des différences dans la perception des risques et dans la capacité d'adaptation. Pour renforcer l'efficacité de l'adaptation au niveau de l'individu, les responsables des politiques doivent aussi lever ces barrières cognitives[678 683].

REFERENCES:

Abréviations pour références: BMAS = Bulletin of the American Meteorological Society, CC = Climatic Change; GBC = Global Biogeochemical Cycles; GCB = Global Change Biology; GRL = Geophysical Research Letters; JGR = Journal of Geophysical Research; PNAS = Proceedings of the National Academy of Sciences, IJC = International Journal of Climatology

1.0 INTRODUCTION

1. ACIA. 2005. *Arctic Climate Impact Assessment.* Cambridge University Press. 1042pp.

2. Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. *Third Assessment Report. WG I. Climate Change 2001: The Scientific Basis* (J.T. Houghton et al. Eds). Cambridge University Press, 881pp.

3. Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. *Third Assessment Report. WG II. Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability* (J.J. McCarthy et al. Eds.). Cambridge University Press, 1032pp.

4. Intergovernmental Panel on Climate Change 2000. *Land Use, Land-use Change, and Forestry* (R.T. Watson et al. Eds). Cambridge University Press, 377pp.

5. Intergovernmental Panel on Climate Change. 2000. *Special Report on Emissions Scenarios.* (N. Nakicenovic et al.) Cambridge University Press, 599pp.

6. Canadian Climate Impacts and Adaptation Research Network Climate. 2004. *Change Impacts and Adaptation – A Canadian Perspective* (Donald S. Lemmen and Fiona J. Warren. Eds). Natural Resources Canada.

2.0 COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

7. Ahn, J., Wahlen ,M., Deck, B.L. et al. 2004. A record of atmospheric CO_2 during the last 40,000 years from the Siple Dome, Antarctica ice core. *JGR* 109, D13305, doi:10.1029/203JD004415, 2004.

8. Brook, E.J. 2005. Tiny bubbles tell all. *Science* 310(5752):1285-1287.

9. EPICA community members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429:623-628.

10. Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E. et al. 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science* 310(5752):1313-1317.

11. CMDL annual report 27 http://www.cmdl.noaa.gov/publications/annrpt27/

12. Jones, C.D., Cox, P.M., Essery, R.L.H. et al. 2003. Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO_2 and sulphate aerosols. *GRL* 30, 1479, doi:10.1029/2003GL016867.

13. Achard, F., Eva, H.D., Mayaux, P. et al. 2004. Improved estimates of net emissions from land cover change in the tropics for the 1990s. *GBC* 18, GB2008, doi:10.1029/2003GB002142.

14. Adler, R. 2003. Early farmers warmed climate. *New Scientist* 2425:16.

15. Crowley, T.J. 2003. When did global warming start?: An editorial comment. *CC* 61:259-260.

16. Crutzen, P.J. et Steffen, W. 2003. How long have we been in the Anthropocene era?: An Editorial Comment. *CC* 61:251-257.

17. Mason, B. 2004. The hot hand of history. *Nature* 427:582-583.

18. Ruddiman, W.F. 2003. The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *CC* 61:261-293.

19. CDIAC on line at http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/trends.htm.

20. Friedlingstein, P. et Solomon, S. 2005. Contributions of past and present generations to committed warming caused by carbon dioxide. *PNAS* 102:10832-10836.

21. Cleary, J., Roulet, N.T. et Moore, T.R. 2005. Greenhouse gas emissions from Canadian peat extraction, 1990-2000: A life-cycle analysis. *Ambio* 34:456-461.

22. Murayama, S., Taguchi, S. et Higuchi, K. 2004. Interannual variation in the atmospheric CO_2 growth rate: Role of atmospheric transport in the Northern Hemisphere. *JGR* 109, D02305, doi:10.1029/2003JD003729.

23. Janssens, I.A., Freibauer, A., Ciais, P. et al. 2003. Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO_2 emissions. *Science* 300(5625):1538-1542.

24. Liski, J., Korotkov, A.V., Prins, C.F.L. et al. 2003. Increased carbon sink in temperate and boreal forests. *CC* 61:89-99.

25. Nemani, R., Keeling, C.D., Hashimoto, H. et al. 2003. Climate driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science* 300(5625):1560-1563.

26. Potter, C., Klooster, S., Myneni, R. et al. 2003. Continental-scale comparisons of terrestrial carbon sinks estimated from satellite data and ecosystem modeling 1982-1998. Global and Planetary Change 39:201–213.

27. Van der Werf, G.R., Randerson, J.T., Cllatz, G.J. et al. 2004. Continental-scale partitioning of fire emissions during the 1997 to 2001 El Niño/La Niña period. *Science* 303(5654):73-76.

28. Freeman, C., Fenner, N., Ostle, N.J. et al. 2004. Export of dissolved organic carbon from peatlands under elevated carbon dioxide levels. *Nature* 430:195-198.

29. Grant, R.F., Oechel, W.C. and Ping, C.-L. 2003. Modelling carbon balances of coastal arctic tundra under changing climate. *GCB* 9:16-36.

30. Loya, W.M. et Grogan, P. 2004. Carbon conundrum on the tundra. *Nature* 431:406-407.

31. Loya, W.M., Pregitzer, K.S., Karberg, N.J. et al. 2003. Reduction of soil carbon formation by tropospheric ozone under increased carbon dioxide levels. *Nature* 425:705-708.

32. Mack, M.C., Schuur, E.A.G., Bret-Harte, M.S. et al. 2004. Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long-term nutrient fertilization. *Nature* 431:440-443.

33. Betts, R.A., Cox, P.M., Collins, M. et al. 2004. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. Theoretical and Applied Climatology 78:157-175.

34. Cox,P.M., Betts,R.A., Collins,M. et al. 2004. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. Theoretical and Applied Climatology 78:137-156.

35. Govindasamy, B., Thompson, S., Mirin, A. et al. 2005. Increase of carbon cycle feedback with climate sensitivity: results from a coupled climate and carbon cycle model. Tellus 57B:153-163.

36. Ito, A. 2005. Climate-related uncertainties in projections of the twenty-first century terrestrial carbon budget: off-line model experiments using IPCC greenhouse-gas scenarios and AOGCM climate projections. Climate Dynamics 24:435-448.

37. Gloor, M., Gruber, N., Sarmiento, J., et al. 2003. A first estimate of present and preindustrial air-sea CO_2 flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models. *GRL* 30, 1010, doi:10.1029/2002GL015594.

38. Matsumoto, K., Sarmiento,J .L., Ky, R.M. et al. 2004. Evaluation of ocean carbon cycle models with data based metrics. *GRL* 31, L07303, doi:10.1029/2003GL018970.

39. McNeil, B.I., Matear, R.J., Key, R.M. et al. 2003. Anthropogenic CO_2 uptake by the ocean based on the global chlorofluorocarbon data set. *Science* 299(5604):235-238.

40. Caldeira, K. et Wickett, M.E. Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature* 425:365.

41. Hecht, J. 2003. Alarm over acidifying oceans. *New Scientist* 2414:8.

42. Royal Society. 2005. Ocean Acidification due to increasing CO_2. Policy document 12/5, June 2005, 60pp, London,UK.

2.2 Autres gaz à effet de serre

43. Spahni, R., Chappellaz, J. et plusieurs auteurs. 2005. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *Science* 310(5752):1317-1321.

44. Schmidt, G.A., Shindell, D.T. et Harder, S. 2004. A note on the relationship between ice core methane concentrations and insolation. *GRL* 31, L23206, doi:10.1029/2004GL021083.

45. Conway, T.J., Andrews, A.E., Bruhwiler, L. et al. 2004. Carbon Cycle Greenhouse Gases. In CMDL 2004 Annual report.

46. Dlugokencky, E.J., Houweling, S., Bruhwiler, L. et al. 2003. Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state? *GRL* 30, 1992, doi:10.1029/2003GL018126, 2003.

47. Fletcher, S. E. M., Tans, P. P., Bruhwiler, L. M. et Miller, J. B. 2004. CH_4 sources estimated from

atmospheric observations of CH_4 and its 13C/12C isotopic ratios: 1. Inverse modelling of source processes. *GBC* 18, GB4004, doi:10.1029/2004GB002223, 2004.

48. Gauci, V., Matthews, E., Dise, N., Walter, B. et al. 2004. Sulfur pollution suppression of the wetland methane source in the 20th and 21st centuries. *PNAS*, doi: 10.1073/pnas.0404412101.

49. Shindell, D.T., Walter, B.P. et Faluvegi, G. 2004. Impacts of climate change on methane emissions from wetlands. *GRL* 31, L21202, doi:10.1029/2004GL021009.

50. Strack, M. Waddington, J. M. et Tuittila, E.-S. 2004. Effect of water table drawdown on northern peatland methane dynamics: Implications for climate change. *GBC* 18, GB4003, doi: 10.1029/2003GB002209, 2004.

51. Bastviken, D., Cole, J., Pace, M. et Tranvik, L. 2004. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristicis, two regional assessments and a global estimate. *GBC* 18, GB4009, doi:10.1029/2004GB002238.

52. Christensen, T.R., Johansson, T., Akerman, H.J. et al. 2004. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. *GRL* 31, L04501, doi:10.1029/2003GL018680.

53. Duchemin, E., Lucotte, M., St-Louis, V. et Canuel, R. 2004. Hydroelectric reservoirs as an anthropogenic source of greenhouse gases. *World Resource Review* 14:334-353.

54. Milkov, A.V., Sassen, R., Apanasovitch, T.V. et Dadashev, F.G. 2003. Global gas flux from mud volcanoes: A significant source of fossil methane in the atmosphere and the ocean. *GRL* 30, 1037, doi:10.1029/2002GL016358, 2003.

55. Price, S.J., Sherlock, R.R., Kelliher, F.M. et al. 2003. Pristine New Zealand forest soil is a strong methane sink. *GCB* 10:16-26.

56. Svenson, H., Planke, S., Malthe-Sorenssen, A. et al. 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene warming. *Nature* 429:542-545.

57. Zhang, Y. 2003. Methane escape from gas hydrate systems in marine environment, and methane-driven oceanic eruptions. *GRL* 30, 1398, doi:10.1029/2002GL016658, 2003.

3.0 FORÇAGE RADIATIF

58. Anderson, T.L., Charlson, R.J., Schwartz, S.E. et al. 2003. Climate forcing by aerosols- a hazy picture. *Science* 300(5622):1103-114

59. Joshi, M., Shine, K., Ponater, M. et al. 2003. A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Climate Dynamics* 20: 843-854.

60. Shine, K.P., Cook, J., Highwood, E.J. et Joshi, M.M. 2003. An alternative to radiaitve forcing for estimating the relative importance of climate change mechanisms. *GRL* 30, 2047, doi:10.1029/2003GL018141, 2003.

3.1 Gaz à effet de serre

61. Gauss, M., Myhre, G., Pitari, G. et al. 2003. Radiative forcing in the 21st century due to ozone changes in the troposphere and the lower stratosphere. *JGR* 108, 4292, doi:10.1029/2002JD002624, 2003.

62. Mikley, L.J., Jacob, D.J., Field, B.D. et Rind, D. 2004. Climate response to the increase in tropospheric ozone since preindustrial times: A comparison between ozone and equivalent CO_2 forcings. *JGR* 109, D05106, doi:10.1029/2003JD003653.

63. Zeng, G. et Pyle, J.A. 2003. Changes in tropospheric ozone between 2000 and 2100 modeled in a chemistry-climate model. *GRL* 30, 1392, doi:10.1029/2002GL016708, 2003

64. Stephenson, D.B. et Pavan, V. 2003. The North Atlantic Oscillation in coupled climate models: a CMIP1 evaluation. *Climate Dynamics* 20:381-399.

3.2 Aérosols anthropiques

65. Ackerman, A.S., Kirkpatrick, M.P., Stevens, D.E. et Toon, O.B. 2004. The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature* 432:1014-1017

66. Kristjansson, J.E., Iverson, T., Kirkevag, A. et al. 2005. Response of the climate system to aerosol direct and indirect forcing: role of cloud feedbacks. *JGR* 110, D24206, doi:10.1029/2005JD006299, 2005.

67. Penner, J.E. 2004. The cloud conundrum. *Nature* 432:962-963.

68. Penner, J.E., Dong, X. et Chen, Y. 2004. Observational evidence of a change in radiaitive forcing due to the indirect aerosol effect. *Nature* 427:231-234.

69. Rotstayn, L.D. et Liu, Y. 2005. A smaller global estimate of the second indirect aerosol effect. *GRL* 32, L05708,doi:10.1029/2004GL021922.

70. Sekiguchi, M., Nakajima, T., Suzuki, K. et al. 2003. A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosols and cloud parameters. *JGR* 108, 4699, doi:10.1029/2002JD003359, 2003.

71. Susuki, K., Nakajima, T., Numaguti, A. et al. 2004. A study of the aerosol effect on a cloud field with simultaneous use of GCM modeling and satellite observation, *J. Atm. Sciences* 61:179-194.

72. Chandra, S., Satheesh, S.K. et Srinivasan, J. 2004. Can the state of mixing of black carbon aerosols explain the mystery of 'excess' atmospheric absorption? *GRL* 31,L19109, doi:10.1029/2004GL02662.

73. Hansen, J. et Nazarenko, L. 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos. *PNAS* 101:423-428.

74. Novakov, T., Ramanathan, V., Hansen, J.E., Kirchstetter, T.W., Sato, M., Sinton, J.E., Sathaye, J.A., 2003. Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols. *GRL* 30, 1324, doi:10.1029/2002GL016345, 2003

75. Penner, J.E., Zhang, S.Y. et Chuang, C.C. 2003. Soot and smoke aerosol may not warm climate. *JGR* 108, 4657, doi:10.1029/2003JD003409, 2003.

76. Wang, C. A modeling study on the climate impacts of black carbon. *JGR* 109, D03106, doi:10.1029/2003JD004084, 2004.

77. Hsu, N.C., Herman, J.R. et Tsay, S.-C. 2003. Radiative impacts from biomass burning in the presence of clouds during boreal spring in southeast Asia. *GRL* 30, 1224, doi:10.1029/2002GL016485, 2003

78. Hu, R.-M., Blanchet, J.-P. et Girard, E. 2005. Evaluation of the direct and indirect radiative and climate effects of aerosols over the western Arctic. *JGR* 110, D11213, doi:10.1029/2004JD005043.

79. Minnis, P., Ayers, J.K., Palikonda, R. et Phan, D. 2004. Contrails, cirrus trends and climate. *J. of Climate* 17:1671-1685.

80. Ponater, M., Marquart, S., Sausen, R. et Schurmann, U. 2005. On contrail sensitivity. *GRL* 32, L10706, doi:10.1029/2005GL022580.

81. Dufresne, J.-L., Quaas, J., Boucher, O. et al. 2005. Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *GRL* 32, L21703, doi:10.1029/2005GL023619, 2005.

82. Pham, M., Boucher, O. et Hauglustaine, D. 2005. Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios for 1990-2100. *JGR* 110, DO6112, doi:10.1029/2004JD005125.

3.3 Changement d'affectation des terres

83. Lamptey, B.L., Barron, E.J. et Pollard, D. 2005. Simulation of the relative impact of land cover and carbon dioxide to climate change from 1700 to 2100. *JGR* 110, D20103, doi:10.1029/2005JD005916, 2005.

84. Matthews, H.D., Weaver, A.J., Eby, M. et Meissner, K.J. 2003. Radiative forcing of climate by historical land cover change. *GRL* 30, 1055, doi:10.1029/2002GL016098, 2003

85. Myhre, G. et Myhre, A. 2003. Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land-use changes. *J. of Climate* 16:1511-1524.

86. Pielke,R.A. Sr. 2005. Land use and climate change. *Science* 310(5754):1625-1626.

87. Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, 2003. On the non-linear response of the ocean thermohaline circulation to global deforestation. *GRL* 30, 1061, doi:10.1029/2002GL016155, 2003

88. Werth, D., .Avissar, R. 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *JGR* 107, 8087, doi:10.1029/2001JD000717, 2002

88a. Damon, P.E., P. Laut, 2004. Pattern of strange errors plagues solar activity and terrestrial climate data. *EOS* 85:370 & 374.

3.4 Forçages naturels

89. Fröhlich, C. et J. Lean: 2004, 'Solar Radiative Output and its Variability: Evidence and Mechanisms'. *Astron. and Astrophys.* Rev. 12:273--320, doi: 10.1007/s00159-004-0024-1

90. Muscheler, R., Joos, F., Muller, S.A. et Snowball, I. 2005. How unusual is today's solar activity? Arising from: S.K. Solanki, I.G. Usoskin, B. Kromer, M. Schussler et J. Beer. Nature 431:1084-1087. *Nature* 436:E3-E4.

91. Scafetta, N. et West B. J. 2005. Estimated solar contribution to the global surface warming using

the ACRIM TSI satellite composite. *GRL* 32, L18713, doi:10.1029/2005GL023849, 2005.

92. Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B. et al. 2004. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature* 431:1084-1087.

93. Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schussler, M. et Beer, J. 2005. Reply to Muscheler et al. *Nature* 436:E4.

94. Usoskin, I.G., Solanki, S.K., Schussler, M. et al. 2003. Millennium-Scale Sunspot Number Reconstruction: Evidence for an Unusually Active Sun since the 1940s. Phys. Rev. Letters 91, DOI: 10.1103/*PhysRevLett.*91.211101.

95. Charlson, R.J., Valero, F.P.J. et Seinfeld, J.H. 2005. In search of balance. *Science* 308(5723):806-807.

96. Pinker, R.T., Zhang, B. et Dutton, E.G. 2005. Do satellites detect trends in surface solar radiation? *Science* 308(5723):850-854.

97. Schiermeier, Q. 2005. Cleaner skies leave global arming forecasts uncertain. *Nature* 435:135.

98. Wielicki, B.A., Wong, T., Loeb, N. et al. 2005. Changes in Earth's albedo measured by satellite. *Science* 308(5723):825-847.

99. Wild, M. Gilgen, H., Roesch, A. et al. 2005. From Dimming to Brightening: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface. *Science* 308(5723): 847-850.

3.5 Forçage radiatif net

100. Hansen, J., Nazarenko, L., Ruedy, R. el al. 2005. Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implication. *Science* 308(5727):1431-1434.

4.0 MODÈLES

4.1. Processus et développement des modèles

4.1.1 Processus atmosphériques

101. Andronova,N. et Schlesinger,M. 2004. Importance of sulfate aerosol in evaluating the relative contributions of regional emissions to the historical global temperature change. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 9:383-390.

102. Minschwaner, K. et Dessler, A.E. 2004. Water vapor feedback in the tropical upper troposphere: model results and observations. *J. of Climate* 17:1272-1282.

103. Philipona, R., Durr, B., Ohmura, A. et Ruckstuhl, C. 2005. Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapour feedback increase temperature in Europe. *GRL* 32, L19809, doi:10.1029/2005GL023624.

104. Collins, M. et CMIP modelling groups. 2005. El Nino- or La Nina-like climate change? *Climate Dynamics* 24:89-104.

105. Kerr, R.A,. 2003. Making clouds darker sharpens cloudy climate models. *Science* 300(5627):1859-1860.

106. Nober, F.J., Graf, H.-F., Rosenfeld, D. 2003. Sensitivity of the global circulation to the suppression of precipitation by anthropogenic aerosols. *Global and Planetary Change* 37(1-2): 57-80.

107. Vavrus, S. 2004. The impact of cloud feedbacks on Arctic climate under greenhouse forcing. *J. of Climate* 17:603-614.

108. Williams, K.D., Ringer, M.A. et Senior, C.A. 2003. Evaluating the cloud response to climate change and current climate variability. *Climate Dynamics* 20:705-721.

109. Cess, R.D. et Udelhofen, P.M. 2003. Climate change during 1985-1999: Cloud interactions determined from satellite measurements. *GRL* 30, 1019, doi:10.1029/2002GL016128, 2003

110. Rind, D., Perlwitz, J. et Lonergan, P. 2005. AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *JGR* 110, D12107, doi:10.1029/2004JD005103, 2005.

111. Shindell, D. 2003. Whither arctic climate? *Science* 299(5604):215-216.

4.1.2 Processus en jeu sur les terres

112. Bartlett, P.A., McCaughey, J.H., La Fleur, P.M. et Verseghy, D.L. 2003. Modelling evapotranspiration at three boreal forest stands using the CLASS: Tests of parameterizations for canopy conductance and soil evaporation. *IJC* 23:427-451.

113. Bhatt, U.S., Schneider, E.K. et Dewitt, D.G. 2003. Influence of North American land processes on North Atlantic Ocean variability. *Global and Planetary Change* 37(1-2):33-56.

114. Henderson-Sellers, A., Irannejad, P., McGuffie, K. et Pitman, A.J. 2003. Predicting land-surface

climates – better skill or moving targets? *GRL* 30, 1777, doi:10.1029/2003GL017387, 2003.

115. Higgins, P.A.T. 2004. Biogeochemical and Biophysical Responses of the Land Surface to a Sustained Thermohaline Circulation Weakening. *J. of Climate* 17:21.

116. MacKay, M.D., Seglenieks, F., Verseghy, D. et al. 2003. Modeling MacKenzie Basin surface water balance during CAGES with the Canadian Regional Climate Model. *J. of Hydrometeorology* 4:748-767.

117. Clark, D.A., Piper, S.C., Keeling, C.D. et Clark, D.B. 2003. Tropical rain forest tree growth and atmospheric carbon dynamics linked to interannual temperature variation during 1984-2000. *PNAS* 100:5852-5857.

118. Hungate, B.A., Dukes, J.S., Shaw, M.R. et al. 2003. Nitrogen and climate change. *Science* 302(5650):1512-1513.

119. Matthews, H.D., Weaver, A.J. et Meissner, K.J. 2005. Terrestrial carbon cycle dynamics under recent and future climate change. *J. of Climate* 18(10):1609-1628.

120. Thompson,S.L., Govindasamy, B., Mirin, A. et al. 2004. Quantifying the effects of CO_2-fertilized vegetation on future global climate and carbon dynamics. *GRL* 31, L23211, doi:10.1029/2004GL021239

121. Zavaleta, E.S., Thomas, B.D., Chiariello, N.R. et al. 2003 Plants reverse warming effect on ecosystem water balance. *PNAS* 100:9892-9893.

122. Mahowald, N.M. et Luo, C. 2003. A less dusty future? *GRL* 30, 1903, doi:10.1029/2003GL017880, 2003.

123. Sanderson, M.G., Jones, C.D., Collins, W.J. et al. 2003. Effect of climate change on isoprene emissions and surface ozone levels. *GRL* 30, 1936, doi:10.1029/2003GL017642, 2003

4.1.3 Processus océaniques

124. Higgins, P.A.T. et Vellinga, M. 2004. Ecosystem responses to abrupt climate change: teleconnections, scale and the hydrological cycle. *CC* 64:127-142.

125. Lucarini, V. Calmanto, S. et Artiale, V. 2005. Destabilization of the thermohaline circulation by transient changes in the hydrological cycle. *Climate Dynamics* 24:253-262.

126. Saenko, O.A., Eby, M. et Weaver, A.J. 2004. The effect of sea-ice extent in the North Atlantic on the stability of the thermohaline circulation in global warming experiments. *Climate Dynamics* 22:689-699.

127. Saenko, O.A., Schmittner, A. et Weaver, A.J. 2004. The Atlantic-Pacific seesaw. *J. of Climate* 17:2033-2038.

128. Schaeffer, M., Selten, F. M., Opsteegh, J. D. et Goosse, H. 2004. The Influence of Ocean Convection Patterns on High-Latitude Climate Projections. *J. of Climate* 17:22.

129. Seidov, D. et Haupt, B.J. 2003. Freshwater teleconnections and ocean thermohaline circulation. *GRL* 30, 1329, doi:10.1029/2002GL016564, 2003

130. Thorpe, R.B. 2005. The impact of changes in atmospheric and land surface physics on the thermocline circulation response to anthropogenic forcing in HadCM2 and HadCM3. *Climate Dynamics* 24: 449-456.

131. Wang, Z. 2005. Two climatic states and feedbacks on thermohaline circulation in an Earth system model of intermediate complexity, *Climate Dynamics* 25:299-314.

132. Bopp, L., Aumont, O., Belviso, S. et Monfray, P. 2003. Potential impacts of climate change on marine dimethyl sulfide emissions. *Tellus* 55B:11-22.

133. Sun, D.-Z. 2003. A possible effect of an increase in the warm-pool SST on the magnitude of El Nino warming. *J. of Climate* 16:185-204.

134. Chuck, A., Tyrrell, T., Totterdell, I.J. et Holligan, P.M. 2005. The oceanic response to carbon emissions over the next century: investigation using three ocean carbon cycle models. *Tellus* 57B: 70-86.

135. Ewen, T.L., Weaver, A.J. et Eby, M. 2004. Sensitivity of the inorganic ocean carbon cycle to future climate warming in the UVic coupled model. *Atmosphere-Ocean* 42:23-42.

4.2 Simulations et projections des modèles

4.2.1 Performance des modèles et sensibilités du climat

136. Boer, G.J. et Bin, Y. 2003. Dynamical aspects of climate sensitivity. *GRL* 30, 1135, doi:10.1029/2002GL016549, 2003

137. Gillett, N.P. 2005. Northern Hemisphere circulation. *Nature* 437:496.

138. Giorgi, F. 2005. Climate change prediction. *CC* 73:239-265.

139. Harvey, L.D.D. 2003. Characterizing and comparing the control-run variability of eight coupled

AOGCMs and of observations. Part I: temperature. *Climate Dynamics* 21:619-646.

140. Huang, S., 2004. Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future. *GRL* 31, L13205, doi:10.1029/2004GL019781.

141. Boer, G.J. et Yu, B. 2003. Climate sensitivity and climate state. *Climate Dynamics* 21(2):167-176.

142. Frame, D.J., Booth, B.B.B., Kettleborough, J.A. et al. 2005. Constraining climate forecasts: the role of prior assumptions. *GRL* 32, L09702, doi:10.1029/2004GL022241.

143. Govindasamy, B., Duffy, P.B. et Coquard, J. 2003. High-resolution simulations of global climate, part 2: effects of increased greenhouse gases. *Climate Dynamics* 21:391-404.

144. Kerr, R. 2004. Three degrees of consensus. *Science* 305(5698):932-934.

145. Kerr, R.A. 2005. Climate modelers see scorching future as a real possibility. *Science* 307(5709):497.

146. Lea, D.W. 2004.The 100,000-Yr cycle in tropical SST, greenhouse forcing and climate sensitivity. *J. of Climate* 17(11):2170-2178.

147. Meehl, G.A., Washington, W.M., Arblaster, J.M. et Hu, A. 2004. Factors affecting climate sensitivity in global coupled models. *J. of Climate* 17:1584-1596.

148. Murphy, J.M., D.M.H. Sexton, D.N. Barnett, G.S. et al. 2004. Quantification of modelling uncertainties in a large ensemble of climate change simulations. *Nature* 430:768-772

149. Stainforth, D.A., T. Aina, C. Christensen, M. Collins, N. Faull, et. al. 2005. Uncertainty in predictions of the climate response to rising levels of greenhouse gases. *Nature* 433:403-406.

150. Stocker, T.F. 2004. Models change their tune. *Nature* 430:737.

151. Wigley, T. M. L., Ammann, C. M., Santer, B. D. et Raper, S. C. B. 2005. Effect of climate sensitivity on the response to volcanic forcing. *JGR* 110, D09107, doi: 10.1029/2004JD005557, 2005.

152. Wu, Q. et North, G.R. 2003. Statistics of calendar month averages of surface temperature: A possible relationship to climate sensitivity. *JGR* 108, 17-1-17-7.

153. Stouffer, R.J. 2004. Time scales of climate response. *J. of Climate* 17:209-217.

154. Laprise, R., Caya, D., Frigon, A., Paquin, D. 2003. Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America. *Climate Dynamics* 21:405-421.

155. Schiermeier, Q. 2004. Modellers deplore 'short-termism' on climate. *Nature* 428:593

4.2.2 Projections

156. Bala, G., Caldeira, K., Mirin, A. et al. 2005. Multicentury changes to the global climate and carbon cycle: Results from a coupled climate and carbon cycle model. *J. of Climate* 18:4531-4543.

157. Bosilovich, M.G., Schubert, S.D. et Walker, G.K. 2005. Global changes in the water cycle intensity. *J. of Climate* 18:1591-1607.

158.. Giorgi, F. et Bi, X. 2005. Updated regional precipitation and temperature changes in the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. GRL 32, L21715, doi:10.1029/2005GL024288, 2005.

159. Harvey, L.D.D. 2004. Characterizing the annual-mean climatic effects of anthropgenic CO_2 and aerosol emissions in eight coupled atmosphere-ocean GCMs. *Climate Dynamics* 23:569-599.

160. Johns, T.C., Gregory, J.M., Ingram, W.J. et al. 2003. Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios. *Climate Dynamics* 20: 583-612.

161. Trenberth, K.E., Dai, A., Rasmussen, R.M. et Parsons, D.B. 2003. The changing character of precipitation. *BAMS* 84:1205-1215

162. Yang, F., Kumar, A., Schlesinger, M.E. et Wang, W. 2003. Intensity of hydrological cycles in warmer climates. *J. of Climate* 16:2419-2423.

163. Cai, M. 2005. Dynamical amplification of polar warming. *GRL* 32, L22710, doi:10.1029/2005GL024481, 2005.

164. Gagnon, Al. S. et Gough, W. A. 2005. Climate Change Scenarios for the Hudson Bay Region: *An Intermodel Comparison. CC* 69:269-297.

165. Holland, M.M. et Bitz, C.M. 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics* 21:221-232.

166. Liu, Z., Vavrus, S., He, F. et al. 2005. Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming. *J. of Climate* 18:4684-44700.

167. Timmermann, A., Jin, F.-F. et Collins, M. 2004. Intensification of the annual cycle in the tropical Pacific due to greenhouse warming. *GRL* 31, L12208, doi:10.1029/2004GL019442.

168. Hunt, B.G. et Elliott, T.I. 2004. Interaction of climate variability with climatic change. Atmosphere-Ocean 42:145-172.

169. Stone, D.A. et Weaver, A.J. 2003. Factors contributing to diurnal temperature range trends in twentieth and twenty-first century simulations of the CCCma coupled model. *Climate Dynamics* 20(5):435-445.

170. Boer, G.J., Yu,B., Kim, S.-J. et Flato, G.M. 2004. Is there observational support for an El Nino-like pattern of future global warming? *GRL* 31, L06201, doi:10.1029/2003GL018722.

171. Rauthe, M. et Paeth, H. 2004. Relative importance of Northern Hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *J. of Climate* 17:4180-4189.

172. Tsonis, A.A. 2004. Is global warming injecting randomness into the climate system? *EOS* 85:361-364.

173. Yang, H., Zhang, Q., Zhong, Y., Vavrus, S. et Liu, Z. 2005. How does extratropical warming affect ENSO? *GRL* 32, L01702, doi:10.1029/2004GL0210624, 2005.

173a. Harvey, L.D.D. 2003. Characterizing and comparing the control-run variability of eight coupled AOGCMs and of observations. Part 2: precipitation. *Climate Dynamics* 21:647-658.

174. Zelle, H., Van Oldenborgh,G.J., Burgers, G. et Dijkstra, H. 2005. El Nino and greenhouse gas warming: Results from ensemble simulations with the NCAR CCSM. *J. of Climate* 18:4669-4682.

175. Zorita, E., J.F. Gonzalez-Rouco, H. von Storch, J.P. Montavez, et F. Valero, 2005. Natural and anthropogenic modes of surface temperature variations in the last thousand years. *GRL* 32, L08707, doi:10.1029/2004GL021563.

176. Arnell, N.W. 2005. Implications of climate change for freshwater inflows to the Arctic Ocean. *JGR* 110, D07105, doi:10.1029/2004JD005348.

177. Curry, R., et C. Mauritzen, 2005. Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in recent decades, *Science* 308(5729):1772-1774.

178. Dai, A., Hu, A., Meehl, G.A. et al. 2005. Atlantic thermohaline circulation in a coupled general circulation model: unforced variations versus forced changes. *J. of Climate* 18:3270-3291.

179. Fichefet, T., Poncin, C., Goose, H. et al. 2003. Implications of freshwater flux from the Greenland ice sheet for the climate of the 21st century. *GRL* 30, 1911, doi:10.1029/2003GL017826, 2003.

180. Gregory, J.M., Dixon, K.W., Stouffer, R.J. et al., 2005. A model intercomparison of changes in Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO_2 concentrations. *GRL* 32, doi:10.1029/2005GL023209.

181. Jacob, D., Goettel, H., Jungclaus ,J. et al. 2005. Slowdown of the thermohaline circulation causes enhanced maritime climate influence and snow cover over Europe. *GRL* 32, L21711, doi:10.1029/2004GL023286, 2005.

182. Kohler, P., Joos, F., Gerber, S. et Knutti, R. 2005. Simulated changes in vegetation distribution, land carbon storage, and atmospheric CO_2 in response to a collapse of the North Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics* 25:689-708.

183. Weaver, A.J., et C. Hillaire-Marcel, 2004: Global warming and the next ice age. *Science* 304(5669):400-402.

184. Hu, Z.-Z., Kuzmina, S.I., Bengtsson, L. et Holland, D.M. 2004. Sea-ice change and its connection with climate change in the Arctic in CMIP2 simulations. *JGR* 109, D10106, doi:10.1029/2003JD004454.

185. Groisman, P.Ya., Knight, R.W., Easterling, D.R. et al. 2005. Trends in intense precipitation in the climate record. *J. of Climate* 18:1326-1350.

186. Kharin, V.V. et Zwiers F.W. 2005. Estimating extremes in transient climate change simulations. *J. of Climate* 18:1156-1171.

187. Leckebusch, G.C. et Ulbrich, U., 2004. On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetary Change* 44(1-4): 181-193.

188. Alley, R.B., Marotzke, J., Nordhaus, W.D. et al. 2003. Abrupt climate change. *Science* 299(5615):2005:2010.

189. Schneider, S.H. 2004. Abrupt non-linear climate change, irreversibility and surprise. *Global Environmental Change* 14:245-258.

190. Steffen, W., Andreae, M.O., Bolin, B. et al. 2004. Abrupt changes: The Achilles heels of the Earth System. *Environment* 46(3):8-21.

5.0 TENDANCES

5.1 À l'échelle des millions d'années

191. Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M. et Erlenkeuser, H. 2005. Impacts of orbital forcing and atmospheric carbon dioxide on Miocene ice-sheet expansion. *Nature* 438:483-487.

192. Kerr, R.A. 2004. Vicissitudes of ancient climate. *Science* 303(5656):307.

193. Rahmstorf, S., Archer, D., Ebel, D.S. et al. 2004. Cosmic rays, carbon dioxide and climate. EOS 85:37-40.

194. Royer, D.L., Berner, R.A., Montanez, I.P. et al. 2004. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate. GSA Today 14:3, doi:10.1130/1052-5173.

195. Schiermeier, Q. 2003. Gas leak! *Nature* 423:681-682.

196. Shaviv, N.J. et Veizer, J. 2003. Celestial driver of Phanerozoic climate? GSA Today 13(7):4-10.

197. Shaviv, N. et Veizer, J. 2004. CO_2 as a primary driver of Phanerozoic climate: Comment. GSA Today 14(7):18.

5.2 Les 400 000 dernières années

5.2.1 Cycles glaciaire-interglaciaire

198. McManus, J.F. 2004. A great grand-daddy of ice cores. *Nature* 429:611-612.

199. Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., Parrenin, F., Shoji, H. et Yoshida, N. 2003. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* 422:509-512.

200. North Greenland Ice Core Project members. 2004. High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431:147-151.

201. Bell, L.G. 2003. Ice Age mystery: a proposed theory for the cause of long term climate change. Theoretical and Applied Climatology 74:235-244.

202. Hall, A., Clement ,A., Thompson, D.W. et al. 2005. The importance of atmospheric dynamics in the Northern hemisphere wintertime climate response to changes in the Earth's orbit. J. of Climate 18:1315-1325.

203. Kim, S.J. 2004. The effect of atmospheric CO_2 and ice sheet topography on LGM climate. Climate Dynamics 22:639-651.

5.2.2 Anomalies soudaines du climat

204. Broecker, W.S. 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science* 300(5625):1519-1522.

205. Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C. et Weaver, A.J. 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science* 304(5674):1141-1144.

206. Jennerjahn, T.C., Ittekkot, V., Arz, H.W. et al. G. 2004. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. *Science* 306(5705):2236 – 2239

207. Rahmstorf, S. 2003. Timing of abrupt climate change: A precise clock. *GRL* 30, 1510, doi:10.1029/2003GL017115, 2003.

208. Tzedakis, P.C., Rouxoux, K.H. et Shackleton, N.J. 2004. The Duration of Forest Stages in Southern Europe and Interglacial Climate Variability. *Science* 306(5705):2231-2235.

5.3 Le présent interglaciaire

5.3.1 L'Holocène

209. Turney, C., Baillie, M. Clemens, S. et al. 2005. Testing solar forcing of the pervasive Holocene climate cycles. *J. Quaternary Science* 20:511-518.

210. Weber, S.L., Crowley, T.J. et van der Schrier, G. 2004. Solar irradiance forcing of centennial climate variability during the Holocene. *Climate Dynamics* 22:539-553.

211. Wiles, G.C., D'Arrigo, R.D., Villalba, R. et al. 2004. Century-scale solar variability and Alaskan temperature change over the past millennium. *GRL* 31, L15203, doi:10.1029/2004GL020050.

212. Young, E. 2005. Climate doesn't swing to the rhythm of the sun. *New Scientist* 2519:11.

5.3.2 Les deux derniers millénaires

213. Mann, M.E. et Jones, P.D. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. *GRL* 30, 1820, doi:10.1029/2003GL017814, 2003.

214. Soon, W. et Baliunas, S. 2003. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. Climate Research 23:89-110.

215. Anderson, D.M. et Woodhouse, C.A. 2005. Let all the voices be heard. *Nature* 433:587-588.

216. Andronova, N.G., Schlesinger, M.E. et Mann, M.E. 2004. Are reconstructed pre-instrumental hemispheric temperatures consistent with instrumental hemispheric temperatures? *GRL* 31, L12202, doi:10.1029/2004GL019658.

217. Bürger, G. et Cubasch, U. 2005. Are multiproxy climate reconstructions robust? *GRL* 32, L23711, doi:10.1029/2005GL024155.

218. Esper, J., Frank, D.C., Wilson, R.J.S. et Briffa, K.R. 2005. Effect of scaling and regression on constructed temperature amplitude for the past millennium. *GRL* 32, L07711, doi:10.1029/2004GL021236.

219. Goosse, H., Masson-Delmotte, V., Renssen, H. et al. 2004. A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *GRL* 31, L06203, doi:10.1029/2003GL019140.

220. Huybers, P. 2005. Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre et R.McKitrick. *GRL* 32, L20705, doi:10.1029/2005GL023395.

221. Jones, P.D., Briffa K.R. et Osborn, T.J. 2003. Changes in the Northern Hemisphere annual cycle: Implications for paleoclimatology? *JGR* 108, 4588, doi:10.1029/2003JD003695, 2003

222. Jones, P. D. et Mann, M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42, RG2002, doi:10.1029/2003RG000143, 2004.

223. Mann, M.E., Bradley, R.S. et Hughes, M.K. 2004. Corrigendum: Global scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 430:105.

224. Mann, M.E., Rutherford, S., Bradley, R.S. et al. 2003. Optimal surface temperature reconstruction using terrestrial borehole data. *JGR* 108, 4203, doi: 10.1029/2002JD002532, 2003.

225. McIntyre, S. et McKitrick, R. 2003. Corrections to the Mann et al. (1998) proxy data base and northern hemisphere average temperature series. *Energy and Environment* 14(6):751-771.

226. McIntyre, S. et McKitrick, R. 2005. Hockey sticks, principal components, and spurious significance. *GRL* 32, L03710, doi:10.1029/2004GL021750.

227. McIntrye, S. et McKitrick, R. 2005. Reply to comment by Huybers on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". *GRL* 32, L20713, doi:10.1029/2005GL023586.

228. McIntrye, S. et McKitrick, R. 2005. Reply to comment by von Storch et Zorita on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance". *GRL* 32, L20714, doi:10.1029/2005GL023089.

229. Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren,K. Et al. 2005. High variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433:613-617.

230. Osborn, TJ. et Briffa, K.R. 2004. The Real Color of Climate Change? *Science* 306(5696): 621-622.

231. Schiermeier, Q. 2005. Past climate comes into focus but warm forecast stays put. *Nature* 433:562-563.

232. Soon, W.W.-H., D.R. Legates, et S.L. Baliunas, 2004. Estimation and representation of long-term (>40 year) trends of Northern-Hemisphere-gridded surface temperatures : A note of caution. *GRL* 31, doi:10.1029/2003GL019141.

233. Von Storch, H. et al. 2004. Reconstructing Past climate from noisy data. *Science* 306(5696):679.

234. Von Storch, H. et Zorita, E. 2005. Comment on "Hockey sticks, principal components, and spurious significance" by S. McIntyre et R.McKitrick. *GRL* 32,L20701, doi:10.1029/2005GL022753.

235. Crowley, T.J., Baum, S.K., Kim, K.-Y. et al. 2003. Modeling ocean heat content changes during the last millennium. *GRL* 30, 1932, doi:10.1029/2003GL017801, 2003.

236. Harris, R.N. et Chapman, D.S. 2005. Borehole temperatures and tree rings: Seasonality and estimates of extratropical Northern Hemispheric warming. *JGR* 110, F04003, doi:10.1029/2005JF000303, 2005.

237. Mann, M.E. et Schmidt, G.A. 2003. Ground vs. Surface air temperature trends: Implications for borehole surface temperature reconstructions. *GRL* 30, 1607, doi:10.1029/2003GL017170, 2003.

238. Pollack, H.N. et Smerdon, J.E. 2004. Borehole climate reconstructions: Spatial structure and hemispheric averages. *JGR* 109, D11106, doi:10.1029/2003JD004163.

240. Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Davis, M.E. et al. 2003. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *CC* 59:137-155.

241. Beltrami, H., Gosselin, C. et Mareschal, J.C. 2003. Ground surface temperatures in Canada: Spatial and temporal variability. *GRL* 30, 1499, doi:10.1029/2003GL017144, 2003.

242. Girardin, M.-P., Tardif, J., Flannigan, M.D. et Bergeron, Y. 2004. Multicentury reconstruction of the Canadian Drought Code from eastern Canada and its relationship with paleoclimatic indices of atmospheric circulation. *Climate Dynamics* 23:99-115.

243. Laird, K.R., Cumming, B.F., Wunsam, S. et al. 2003. Lake sediments record large-scale shifts in moisture regimes across the northern prairies of North America during the past two millennia. *PNAS* 100:2483-2488.

244. Majorowicz, J.A., Skinner, W.R. et Safanda, J. 2005. Ground surface warming history in northern Canada inferred from inversions of temperature logs and comparison with other proxy climate reconstructions. *Pure and Applied Geophysics* 162:109-128.

245. Watson, E. et Luckman, B.H. 2004. Tree-ring based reconstructions of precipitation for the southern Canadian Cordorilla. *CC* 65:209-241.

246. Wilson, R.J.S., et B.H. Luckman, 2003 : Dendroclimatic reconstruction of maximum summer temperatures from upper treeline sites in Interior British Columbia, Canada. *The Holocene* 12(6):851-861.

5.4 Le dernier siècle

5.4.1 Méthodologies de reconstruction du climat

247. Benestad, R.E. 2004. Are temperature trends affected by economic activity? Comment on McKitrick et Michaels (2004). *Climate Research* 27:171-173.

248. Cai, M. et Kalnay, E. 2004. Reply to Trenberth et Vose et al communication re impact of land use change on climate. *Nature* 427:214

249. Kalnay, E. et Cai, M. 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423, 528-531.

250. McKitrick, R. et Micahels, P.J. 2004. A test of corrections for extraneous signals in gridded surface temperature data. *Climate Research* 26:159-173.

251. McKitrick, R. et Michaels, P.J. 2004. Are temperature trends affected by economic activity? Reply to Benestad (2004). *Climate Research* 27:175-176.

252. Parker, D.E., 2004. Large-scale warming is not urban. *Nature* 432:290.

253. Peterson, T.C. 2003. Assessment of urban versus rural in situ surface temperatures in the contiguous United States: No difference found. J. of Climate 16:2941-2959.

254. Trenberth, K.E. 2004. Rural land-use change and climate. *Nature* 427:213.

255. Vose, R.S., Karl, T.R., Easterling, D.R. et al. 2004. Impact of land use change on climate. *Nature* 427:213-214.

5.4.2 Température

256. Henson, R. 2005. The heat was on in 2005. *Nature* 438:1062.

257. Jones, P.D. et Moberg, A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *J. of Climate* 16:206-223.

258. NOAA online at http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/anomalies/anomalies.html

259. Jin, M., et Treadon, R.E. 2003: Correcting the orbit drift on AVHRR land surface skin temperature measurements. Int. J. *Remote Sensing* 24(22):4543-4558.

260. Lawrence, S.P., Llewellyn, D.T. et Smith, S.J. 2004. The measurement of climate change using data from the Advanced Very High Resolution and Along Track Scanning Radiometers. *JGR* 109, C08017, doi:10.1029/JC002104

261. Christy, J.R. et Norris, W.B. 2004. What may we conclude about global tropospheric temperature trends? *GRL* 31,L06211, doi:10.1029/2003GL019361.

262. Douglass, D.H., Pearson, B.D. et Singer, S.F. 2004. Altitude dependence of atmospheric temperature trends: Climate models versus observation. *GRL* 31, L13208, doi:10.1029/2004GL020103.

263. Douglass, D.H., Pearson, B.D.,Singer, S.F. et al. 2004. Disparity of tropospheric and surface temperature trends: New evidence. *GRL* 31, L13207, doi:10.1029/2004GL020212.

264. Emmert, J.T., J.M. Picone, J.L. Lean et S.H. Knowles. 2004. Global change in the thermosphere: Compelling evidence of a secular decrease in density. *JGR* 109, A02301, doi: 10.1029/2003JA010176.

265. Fu, Q. et Johanson, C.M. 2004. Stratospheric influences on MSU-derived tropospheric temperature trends: A direct error analysis. *J. of Climate* 17:4636-4641.

266. Fu, Q., Johanson, C.M., Warren, S.G. et Seidel, D.J. 2004. Contribution of stratospheric cooling to satellite-inferred tropospheric temperature trends. *Nature* 429:55-58.

267. Fu, Q., Seidel, D.J., Johanson, C.M. et Warren, S.G. 2004. Reply to Tett et Thorne re Tropospheric temperature series from satellites. *Nature* 429:55-58

268. Gillett, N.P., Santer, B.D. et Weaver, A.J. 2004. Stratospheric cooling and the troposphere. *Nature* 429:55-58

269. Grody, N.C., Vinnikov, K.Y., Goldberg, M.D. et al. 2004. Calibration of multisatellite observations for climatic studies: Microwave Sounding Unit (MSU). *JGR* 109, D24104, doi:10.1029/2004JD005079.

270. Mears, C.A. et Wentz, F.J. 2005. The effect of diurnal correction on satellite-derived lower troposphere temperature. *Science* 309(5740):1548-1551.

271. Santer, B.D., Wigley, T. M. L., Mears,C. et al. 2005. Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science* 309(5740):1551-1556.

272. Seidel, D.J., Angell, J.K., Christy, J. et al. 2004. Uncertainty in signals of large-scale climate variations in radiosonde and satellite upper-air temperature datasets. *J. of Climate* 17:2225-2240.

273. Sherwood, S., Lanzante, J. et Meyer, C. 2005. Radiosonde daytime biases and late-20th century warming. *Science* 309(5740):1556 – 1559.

274. Swanson, R.E., 2003. Evidence of possible sea-ice influence on Microwave Sounding Unit tropospheric temperature trends in polar regions. *GRL* 30, 2040, doi:10.1029/2003GL017938, 2003.

275. Tett, S. et Thorne, P. 2004. Tropospheric temperature series from satellites. *Nature* 429:55-58

276. Vinnikov, K.Y., Grody, N. 2003. Global warming trend of mean tropospheric temperature observed by satellites. *Science* 302(5643):269-272.

277. Braganza, K., Karoly, D.J. et Arblaster, .M. 2004. Diurnal temperature range as an index of global climate change during the twentieth century. *GRL* 31, L13217, doi:10.1029/2004GL019998.

278. Kunkel, K.E., Easterling, D.R., Hubbard, K. et al. 2004. Temporal variations in frost-free season in the United States : 1895-2000. *GRL* 31, doi:10.1029/2003GL018624.

279. Vose, R.S., D.R. Easterling, et B. Gleason, 2005 Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004. *GRL* 32, L23822, doi:10.1029/2005GL024379.

280. Barnett, T.P., Pierce, D.W., AchutaRao, K.M. et al. 2005. Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Science* 309(5732):284-287.

281. Comiso, J.C. 2003. Warming trend in the Arctic from clear sky satellite observations. *J. of Climate* 16:3498-3509.

282. Levitus, S., Antonov, J. et Boyer, T. 2005. Warming of the world ocean, 1955-2003. *GRL* 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.

283. Polyakov, I.V., Bekryaev, R.V., Alekseev, G.V. et al. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875-2000. *J. of Climate* 16:2067-2077.

284. Polyakov, I.V., Beszczynska, A., Carmack, E.C. et al. 2005. One more step toward a warmer Arctic. *GRL* 32, L17605, doi:10.1029/2005GL023740, 2005.

285. Schone, B.R., Pfeiffer, M., Pohlmann, T. et Siegismund, F. 2005. A seasonally resolved bottom-water temperature record for the period 1866-2002 based on shells of Arctica Islandica (Mollusca, North Sea). *Int. J. Climate.* 25:947-962.

286. Vargas-Yanez, M, Oarrilla, G., Lavin, A. et al. 2004. Temperature and salinity increase in the eastern North Atlantic along the 24.5N in the last ten years. *GRL* 31, L06210, doi:10.1029/2003GL019308.

287. Zhang, J. 2005. Warming of the arctic ice-ocean system is faster than the global average since the 1960s. *GRL* 32, L19602, doi:10.1029/2005GL024216, 2005.

288. Zhang, Y., Chen, W., Smith, S.L. et al. 2005. Soil temperature in Canada during the twentieth century: complex responses to atmospheric change. *JGR* 110, D03112, doi:10.1029/2004JD004910.

5.4.3 Hydrologie

289. Trenberth, K.E., Fasullo, J. et Smith, L. 2005. Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Climate Dynamics* 24:741 – 758.

290. Van Wijngaarden, W.A. et Vincent, L.A. 2005. Examination of discontinuities in hourly surface relative humidity in Canada during 1953-2003. *JGR* 110, D22102, doi:10.1029/2005JD005925, 2005.

291 Bader, J. et Latif, M. 2003. The impact of decadal-scale Indian Ocean Sea Surface Temperature Anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *GRL* 30:2169-2172.

292. Giannini, A., Saravanan, R. et Chang, P. 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science* 302(5647):1027-1030.

293. Hoerling, M. et Kumar, A. 2003. The perfect ocean for drought. *Science* 299(5607):691-694.

294. Kerr, R.A. 2003. Warming Indian Ocean wringing moisture from the Sahel. *Science* 302(5643):210-211.

295. Shabbar, A. et Skinner, W. 2004. Summer drought patterns in Canada and the relationship to global sea surface temperatures. *J. of Climate* 17:2866-2880.

296. Assel, R., Cronk, K. et Norton, D. 2003. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice cover. *CC* 57:185-203.

297. Assel, R.A., Quinn, F.H. et Sellinger, C.E. 2004. Hydroclimatic factors of the recent drop in Laurentian Great Lakes. *BAMS* 85:1143-1151.

298. Burnett, A.W., Kirby, M.E., Mullins, H.T. et Patterson, W.P. 2003. Increasing Great Lake-effect snowfall during the twentieth century: A regional response to global warming? *J. of Climate* 16:3535-3542.

299. Fleming, S.W. et Clarke, G.K.C. 2003. Glacial control of water resource and related environmental responses to climatic warming: Empirical analysis using historical streamflow data from northwestern Canada. *Canadian Water Resources Journal* 28:60-85.

300. Mote, P.W. 2004. Twentieth-century fluctuations and trends in temperature , precipitation and mountain snowpack in the Georgia Basin-Puget Sound region. Can. *Water Resources Journal* 28:567-584.

301. Milewska, E.J. 2004. Baseline cloudiness trends in Canada, 1953-2002. *Atmosphere-Ocean* 42:267-280.

302. Stewart, R. et Burford, J.E. 2003. On the features of clouds occurring over the MacKenzie River Basin. *JGR* 107, 4720, doi:10.1029/2001JD001559, 2002

303. Wang, X. et Key, J.R. 2003. Recent trends in Arctic surface, cloud, and radiation properties from space. *Science* 299(5613):1725-1728.

5.4.4 Cryosphère et élévation du niveau de la mer

304. Alley, R.B., Clark, P.U., Huybrechts, P. et I. Joughin. 2005. Ice-Sheet and Sea-Level Changes. *Science* 310(5747):456-460.

305. Box, J.E., Bromwich, D.H. et Bai, L-S. 2004. Greenland ice sheet surface mass balance 1991-2000: Application of Polar MM5 mesoscale model and in situ data. *JGR* 109, D16105, doi:10.1029/2003JD004451.

306. Johannessen, O.M., Khvorostovsky, K., Miles, M.W. et Bobylev, L.P. 2005. Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland. *Science* 310(5750):1013-1016.

307. Rignot, E., Braaten, D., Gogineni, S.P. et al. 2004. Rapid ice discharge from southeast Greenland glaciers. *GRL* 31, L10401, doi:10.1029/2004GL019474, 2004.

308. Ackert, R.P.Jr. 2003. An ice sheet remembers. *Science* 299(5603):57-58.

309. Cook, A.J., Fox, A.J., Vaughan, D.J. et Ferrigno, J.G. 2005. Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century. *Science* 308(5721):541-544.

310. Davis, C. H., Li, Y., McConnell, J. R. et al. 2005. Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise. *Science* 308(5730):1898-1901.

311. De Angelis, H. et Skvarca, P. 2003: Glacier surge after ice shelf collapse. *Science* 299(5612):1560-1562.

312. Holmes, B. 2005. Melting ice, global warming. *New Scientist* 2467:8-9.

313. Kerr, R.A. 2004. A bit of icy Antarctica is sliding toward the sea. *Science* 305(5692):1897.

314. Payne, A. J., Vieli, A., Shepherd, A.P. et al. 2004. Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans. GRL 31, L23401, doi:10.1029/2004GL021284.

315. Rignot, E., Casassa, G., Gogineni, P. et al. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *GRL* 31, L18401, doi:10.1029/2004GL020697.

316. Rignot, E., Casassa, G., Gogineni, S. et al. 2005. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. *GRL* 32, L07502, doi:10.1029/2004GL021947, 2005.

317. Scambos, T.A., Bohlander, J.A., Shuman, C.A. et Skvarca, P. 2004. Glacier acceleration and thinning after

ice shelf collapse in the Larson B embayment, Antarctica. GRL 31, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.

318. Shepherd, A., Wingham, D.A. et Rignot, E. 2004. Warm ocean is eroding West Antarctic Ice Sheet. *GRL* 31: L23402, doi:10.1029/2004GL021106.

319. Shepherd, A., Wingham, D., Payne, T. et Skvarca, P. 2003. Larsen Ice Shelf has progressively thinned. *Science* 302(5646):856-859.

320. Stone, J.O., Balco, G.A., Sugden, D.E. et al. 2003. Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science* 299(5603):99-102.

321. Vaughan, D.G. 2005. How Does the Antarctic Ice Sheet Affect Sea Level Rise. *Science* 308(5730): 1877-1878.

322. Kaser, G., Hardy, D.R., Molg, T., et al. 2004. Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of modern climate change: *Observations and facts*. IJC 24:329-339.

323. Meier, M. F., Dyurgerov, M. B. et McCabe, G.J. 2003. The health of glaciers: recent changes in glacier regime. *CC* 59:123-135.

324. Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T. et Haeberli, W. 2004. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *GRL* 31, L21402, doi: 10.1029/2004GL020816.

325. Vincent, C., Kappenberger, G., Valla, F., Bauder, A., Funk, M. et Le Meur, E. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *JGR* 109. doi:10.1029/2003JD003857, 2004.

326. Antonov, J.I., Levitus, S. et Boyer, T.P. 2005. Thermosteric sea level rise, 1955 – 2003. *GRL* 32, L12602, doi: 10.1029/2005GL023112.

327. Donnelly, J.P., Cleary, P., Newby, P. et Ettinger, R. 2004. Coupling instrumental and geological records of sea level change: Evidence from southern New England of an increase in the rate of sea-level rise in the late 19th century. ***GRL*** 31, L05203, doi:10.1029/2003GL018933.

328. Lombard A., Cazenave, A. Le Traon, P. et Ishii, M. 2005. Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. *Global and Planetary Change* 47:1-16.

329. Munk, W. 2003. Ocean freshening, sea level rising. *Science* 300(5628):2041-2043.

330. Wadhams, P. et Munk, W. 2004. Ocean freshening, sea level rising, sea ice melting. *GRL* 31, L11311. doi:10.1029/2004GL020039.

331. White, N.J., Church, J.A. et Gregory, J.M. 2005. Coastal and global averaged sea level rise for 1950 to 2000. *GRL* 32, L01601, doi:10.1029/2004GL021391, 2005.

332. Cavalieri, D.J., Parkinson, C.L. et Vinnikov, K.Y. 2003. 30-year record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *GRL* 30, 1970, doi:10.1029/2003GL018031, 2003

333. Gough, W.A., Cornwell, A.R. et Tsuji, L.J.S. 2004. Trends in seasonal sea ice duration in southwestern Hudson Bay. *Arctic* 57:299-305.

334. Kerr, R.A. 2005. Scary Arctic ice loss? Blame the wind. *Science* 307(5707):203.

335. Lindsay, R.W. et Zhang, J. 2005. The thinning of Arctic Sea Ice, 1988-2003: Have we passed a tipping point? *J. of Climate* 18(22):4879-4895.

336. Melling, H., Riedel, D. A. et Gedalof. 2005. Trends in the draft and extent of seasonal pack ice, Canadian Beaufort Sea, *GRL* 32, L24501, doi:10.1029/2005GL024483.

337. Rothrock, D.A., Zhang, J. et Yu, Y. 2003. The arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. *JGR* 108, 3083, doi:10.1029/2001JC001208, 2003.

338. Rothrock, D.A. et Zhang, J. 2005. Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion? *JGR* 110, C01002 doi:10.1029/2004JC002282.

339. Serreze,M.C., Maslanik,J.A., Scambos,T.A. et al. 2003. A record minimum arctic sea ice extent and area in 2002. *GRL* 30, 1110, doi:10.1029/2002GL016406, 2003.

340. Yu, Y., Maykut, G.A. et Rothrock, D.A. 2004. Changes in the thickness of Arctic sea ice between 1958-1970 and 1993-1997. *JGR* 109, C08004, doi:10.1029/2003JC001982.

341. Curran, M. A. J., van Ommen, T.D., Morgan, V.I. et al. 2003. Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science* 302(5648):1203-1206.

342. Vyas, N.K., Dash, M.K., Bhndari, S.M. et al. 2003. On the secular trends in sea ice extent over the Antarctic region based on OCEANSAT-1 MSMR observations. *Int. J. Remote Sensing* 24:2277-2287.

343. Futter, M.N. 2003. Patterns and trends in southern Ontario lake ice phenology. *Environmental Monitoring and Assessment* 88:431-444.

344. Beaulieu, N. et Allard, M. 2003. *Can. J. Earth Sci.* 40:1393-1404.

345. Beilman, D.W. et Robinson, S.D. 2003. Peatland permafrost thaw and landform type along a climatic gradient. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, July 2003, Zurich Switzerland. M. Phillips, S.M. Springman et L.U. Arenson (eds.), A.A. Balkema, Lisse, 61-65.

346. Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W. 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *GRL* 31, L13504, doi: 10.1029/2004GL020051, 2004.

347. Harris, C. Vonder Muhll, D, Isaksen, K. et al. 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39:215-225.

348. Kershaw, G.P. Permafrost landform degradation over more than half a century, Macmillan/Caribou Pass region, NWT/Yukon, Canada. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, July 2003, Zurich Switzerland. M. Phillips, S.M. Springman et L.U. Arenson (eds.), A.A. Balkema, Lisse, 543-548.

349. Lewkowicz, A.G. et Harris, C. 2005. Frequency and magnitude of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, Northern Canada. Permafrost and Periglacial Processes 16:115-130.

350. Osterkamp, T.E. 2005. The recent warming of permafrost in Alaska. *Global and Planetary Change* 49:187-202.

351. Payette, S., Delwaide, A., Caccianiga, M. et Beachemin, M. 2004. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the past 50 years. *GRL* 31, L18208, doi: 10.1029/2004GL020358.

352. Smith, L.C., Sheng, Y., MacDonald, G.M. et Hinzman, L.D. 2005. Disappearing Arctic Lakes. *Science* 308(5727):1429.

353. Smith, S.L., Burgess, M.M., Riseborough, D. et Nixon, F.M. 2005. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites. Permafrost and Periglacial *Processes* 16:19-30.

354. Smith, S.L., Burgess, M.M. et Taylor, A.E. 2003. High Arctic permafrost observatory at Alert, Nunavut - analysis of a 23 year data set. Proceedings of 8th International Conference on Permafrost, July 2003, Zurich Switzerland. M. Phillips, S.M. Springman et L.U. Arenson (eds.), A.A. Balkema, Lisse, the Netherlands,1073-1078.

355. Tarnocai, C., Nixon, F.M. et Kutny, L. 2004. Circumpolar active layer monitoring (CALM) sites in the MacKenzie Vally, Northwestern Canada. Permafrost and Periglacial *Processes* 15:141-153.

5.4.5 Circulation et variabilité

356. D'Arrigo, R.D., Cook, E.R., Mann, M.E. et Jacoby, G.C. 2003. Tree-ring reconstruction of temperature and sea level pressure variability associated with the warm-season Arctic Oscillation since AD 1650. *GRL* 30, 1549, doi:10.1029/2003GL017250, 2003.

357. Gray, S.T., Graumlich, L.J., Betancourt, J.L. et Pederson, G.T. 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *GRL* 31, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.

358. Herbert, J.M. et Dixon, R.W. 2003. Is the ENSO phenomenon changing as a result of global warming? *Physical Geography* 23:196-211.

359. Kuzmina, S.I., Bengtsson, L., Johannessen, O.M. et al. 2005. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *GRL* 32, L04703, doi:10.1029/204GL021064.

360. Wadley, M.R. et Bigg, G.R. 2004. "Great Salinity Anomalies" in a coupled climate model. *GRL* 31, L18302, doi:10.1029/2004GL020426, 2004.

361. Yukimoto, S. et Kodera, K. 2005. Interdecadal Arctic Oscillation in twentieth century climate simulations viewed as internal variability and response of external forcing. *GRL* 32, L03707, doi: 10.129/2004GL02187.

362. Bryden, H. L. , Longworth, H. R. et Cunningham, S. A. 2005. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature* 438: doi.10.1038/nature04385.

363. Curry, R., Dickson, B. et Yashayaev, I. 2003. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426:826-829.

364. Dyurgerov, M.B. et Carter, C.L. 2004. Observational evidence of increases in freshwater inflow to the Arctic Ocean. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 36:117-122.

365. Hansen, B., Osterhus, S., Quadfasel, D. et Turrell, W. 2004. Already the day after tomorrow? *Science* 305(5686):953-954.

366. Hu, A. et Meehl, G.A.. 2005. Bering Strait throughflow and the thermohaline circulation. *GRL* 32, L24610, doi:10.1029/2005GL024424, 2005

367. Kondro, W. 2005. The Atlantic conveyor may have slowed, but don't panic yet. *Science* 310(5753):1403-1404.

368. Quadfasel, D. 2005. The Atlantic heat conveyor slows. *Nature* 438:565-566.

369. Wu, P., Wood, R. et Stott, P. 2004. Does the recent freshening trend in the North Atlantic indicate a weakening thermohaline circulation? *GRL* 31, L02301, doi:10.1029/2003GL018584, 2004.

370. Tuller, S.E. 2004. Measured wind speed trends on the west coast of Canada. *IJC* 24:1359-1374.

371. Wu, A., Hsieh, W.W., Shabbar, A. 2002. Nonlinear characteristics of the surface air temperature over Canada. *JGR* 107, 4571, doi:10.1029/2001JD001090, 2002

372. Zhang, X., Walsh, J.E., Zhang, J. et al. 2004. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002. *J. of Climate* 17:2300-2317.

373. Rex, M., Salawitch, R.J., von der Gathen, P. et al. 2004. Arctic ozone loss and climate change. *GRL* 31, L04116, doi :10.1029/2003GL018844, 2004.

374. Shindell, D.T. et Schmidt, G.A. 2004. Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases. *GRL* 31,L18209, doi:10.1029/2004GL020724.

5.4.6 Extrêmes

375. Beniston, M. 2004. The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss Climatological data and model simulations. *GRL* 31, L02202, doi:10.1029/2003GL018857.

376. Lawson, B.D. 2003. Trends in winter extreme minimum temperatures on the Canadian Prairies. *Atmosphere-Ocean* 41(3):233-239.

377. Shabbar, A. et Bonsal, B. 2003. An assessment of changes in winter cold and warm spells over Canada. *Natural Hazards* 29:173-188.

378. Fowler, H.J. et Kilsby, C.G. 2003. Implications of changes in seasonal and annual extreme rainfall. *GRL* 30, 1720, doi:10.1029/2003GL017327, 2003.

379. Kunkel, K.E., Easterling, D.R., Redmond, K. et Hubbard, K. 2003. Temporal variations of extreme precipitation events in the United States: 1895-2000. *GRL* 30, 1900, doi:10.1029/2003GL018052, 2003

380. Mudelsee, M., Borngen, M., Tatzlaff G., Grunewald, U. 2003. No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature* 425:166-169.

381. Balling Jr., R.C. et Cerveny, R.S. 2003. Analysis of radiosonde-based lapse rates and the difference between near-surface and satellite-based lower-tropospheric temperature over the central United States. *GRL* 30(7):5-1 to 5-4.

382. Emanuel, K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. Nature 2005 doi:10.1038.

383. Emanuel, K. 2005. Emanuel replies. Réplique aux commentaires par Pielke et Landsea. *Nature* 438:E13.

384. Kerr, R.A. 2005. Is Katrina a harbinger of still more powerful hurricanes? *Science* 309(5742):1807.

385. Landsea, C.W. 2005. Hurricanes and global warming. *Nature* 438:E11-12.

386. Molinari, R.L. et Mestas-Nunez, A.M. 2003. North Atlantic decadal variability and the formation of tropical storms and hurricanes. *GRL* 30, 1541, doi:10.1029/2002GL016462, 2003.

387. Pielke, R.A., Jr. 2005. Are there trends in hurricane destruction? *Nature* 438:E11.

388. Pielke, R.A., Jr., Landsea, C., Mayfield, M. et al. 2005. Hurricanes and global warming. *BAMS* 86:1571-1575.

389. Schiermeier, Q. 2005. Hurricane link to climate change is hazy. *Nature* 437:461.

390. Trenberth, K. 2005. Uncertainty in hurricanes and global warming. *Science* 308(5729):1753-1754.

391. Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A. et Chang, H.-R. 2005. Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science* 309(5742):1844-1846.

392. Epstein, P.R. et McCarthy, J.J. 2005. Reply to Pielke et al. *BAMS* 86(10):1481-1883.

393. Fischer-Bruns, I., von Storch, H., Gonzalez-Rouco, J.F. et Zorita, E. 2005. Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales. *Climate Dynamics* 25:461-476.

394. Pielke, R.A., jr, Agrawala, S., Bouwer, L. et al. 2005. Clarifying the Attribution of Recent Disaster Losses: Réplique aux commentaires par Epstein et McCarthy (2004) *BAMS* 86:1481-1483.

395. Schiermeier, Q. 2003. Insurers left reeling by disaster year. *Nature* 421:6619:99.

5.4.7 Écologie

396. Beaubien, E.G. et Hall-Beyer, M. 2003. Plant phenology in western Canada: Trends and links to

the view from space. *Environmental Monitoring and Assessment* 88:419-429.

397. Forsiter, M.L. et Shapiro, A.M. 2003. Climatic trends and advancing spring flight of butterflies in lowland California. ***GCB*** 9:1130-1135.

398. Jensen, M.N. 2003. Climate change: consensus on ecological impacts remains elusive. *Science* 299(5603):38.

399. Parmesan, C. et Yohe, G. 2003. A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature* 421:37-42.

400. Root, T.L., Price, J.T., Hall, K.R. et al. 2003. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature* 421:57-60.

401. Overland, J.E., Spillane, M.C. et Soreide, N.N. 2004. Integrated analysis of physical and biological pan-Arctic change. *CC* 63:291-322.

402. Mueller, D.R., Vincent, W.F. et Jeffries, M.O. 2003. Break-up of the largest Arctic ice shelf and the associated loss of an epishelf lake. *GRL* 30, 2031, doi: 10.1029/2003GL07931, 2003.

403. Michelutti, N., Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D. et al. 2005. Recent primary production increases in arctic lakes. *GRL* 32, L19715, doi:10.1029/2005GL023693.

404. Michelutti, N., Douglas, M.S.V. et Smol, J.P. 2003. Diatom response to recent climate change in a high arctic lake (Char Lake, Cornwallis Island, Nunavut). *Global and Planetary Change* 38:257-271.

405. Perren, B.B., Bradley, R.S. et Francus, P. 2003. Rapid lacustrine response to recent high Arctic warming: A diatom record from Sawtooth Lake, Ellesmere Island, Nunavut. Arctic, *Antarctic and Alpine Research* 35:271-278.

406. Smol, J.P. et al. 2005. Climate-driven regime shifts in the biological communities of arctic lakes. *PNAS*, doi/10.1073/*PNAS*.0500245102.

407. Miller, F.L. et Gunn, A. 2003. Catastrophic Die-Off of Peary Caribou on the Western Queen Elizabeth Islands, *Canadian High Arctic*. *Arctic* 56(4):381-390.

408. Stirling, I., Lunn, N.J., Iacozza, J. et al. 2004. Polar bear distribution and abundance on the southwestern Hudson Bay coast during open water season, in relation to population trends and annual ice patterns. *Arctic* 57:15-26.

409. Gaston, A.J., Woo, K. et Hipfner, V. 2003. Trends in forage fish populations in Northern Hudson Bay since 1981, as determined from the diet of nestling thick-billed murres, Uria lomvia. *Arctic* 56(3):227-233.

410. Friedland, K.D., D.G. Reddin, J.R. McMenemy et K.F. Drinkwater. 2003. *Can J Fish Aquat Sci* 60: 563-583

411. Lane, R.K. et M. Pearman. 2003. Comparison of Spring Return Dates of Mountain Bluebirds, Sialia currucoides, and Tree Swallows, Tachycineta bicolor with Monthly Air Temperatures. *Canadian Field-Naturalist* 117(1):110-112.

412. Livingstone, D.A. 2003. Global climate change strikes a tropical lake. *Science* 301(5632):468-469.

413. Verburg, P., Hecky, R.E. et Kling, H. 2003. Ecological consequences of a century of warming in Lake Tanganyika. *Science* 301(5632):505-507.

414. Verschuren, D. 2003. The heat on Lake Tanganyika. *Nature* 424:731-732.

415. Edwards, M. et Richardson, A.J. 2004. Impact of climate change on marine pelagic phenology and trophic mismatch. *Nature* 430:881-884.

416. Gregg, W.W., Conkright, M.E., Ginoux, P. et al. 2003. Ocean primary production and climate: Global decadal changes. *GRL* 30, 1809, doi:10.1029/2003GL016889, 2003.

417. Jia, G.J. et Epstein, H.E. 2003. Greening of Arctic Alaska. *GRL* 30, 2067, doi:10.1029/2003GL018268, 2003.

418. Slayback, D.A., Pinzon, J.E., Los, S.O. et Tucker, C.J. 2003. Northern hemisphere photosynthetic trends 1982-99. *GCB* 9:1-15.

419. Weishampel, J.F., Bagley, D.A. et Ehrhart, L.M. 2004. Earlier nesting by loggerhead sea turtles following sea surface warming. *GCB* 10:1424-1427.

420. Zhou, L., Kaufmann, R.K., Tian, Y. et al. 2003. Relation between interannual variations in satellite measures of northern forest greenness and climate between 1982 and 1999. *JGR* 108, 4004, doi:10.1029/2002JD002510, 2003.

5.4.8 Détection/attribution

421. Balling, R.C. et Roy, S.S. 2005. Analysis of spatial patterns underlying the linkages between solar irradiance and near-surface air temperatures. *GRL* 32, L11702, doi:10.1029/2005GL022444, 2005.

422. Gerber, S., Joos, F., Brugger, P. et al. 2003. Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO_2. *Climate Dynamics* 20:281-299.

423. Loehle, C. 2004. Climate change: detection and attribution of trends from long-term geologic data. *Ecological Modelling* 171:433-450.

424. Bauer, E., Claussen, M., Brovkin, V. et Huenerbein, A. 2003. Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *GRL* 30, 1276, doi:10.1029/2002GL016639, 2003.

425. Byrne, G. 2003. Sun fuels debate on climate change. *New Scientist* 2390:14-15.

426. Church,J.A., White,N.J. et Arblaster,J.M. 2005. Significant decadal-scale impact of volcanic eruptions on sea level and ocean heat content. *Nature* 438:74-76.

427. Liepert, B.G., Feichter, J., Lohmann, U. et Roeckner, E. 2004. Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and wetter world? *GRL* 31, L06207, doi:10.1029/2003GL19060.

428. Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Miller, R.L. et Mann, M.E. 2003. Volcanic and solar forcing of climate change during the pre-industrial era. *J. of Climate* 16(24):4094-4107.

429. Vyushin, D., Zhidkov, I., Havlin, S. et al. 2004. Volcanic forcing improves Atmosphere-Ocean Coupled General Circulation Model scaling performance. *GRL* 31,L102206, doi:10.1029/2004GL019499.

430. Broccoli,A.J., Dixon, K.W., Delworth, T.L. et al. 2003. Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *JGR* 108, 4798, doi:10.1029/2003JD003812, 2003.

431. Nozawa, T., Nagashima ,T., Shiogama, H. et Crooks, S.A. 2005. Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *GRL* 32, L20719, doi:10.1029/2005GL023540, 2005.

432. Braganza, K., Karoly, D.J., Hirst, A.C. et al. 2004. Simple indices of global climate variability and change Part II: attribution of climate change during the twentieth century. *Climate Dynamics* 22:823-838.

433. Jones, G.S., Tett, S.F.B., Stott, P.A., 2003. Causes of atmospheric temperature change 1960-2000: A combined attribution analysis. *GRL* 30, 1228, doi:10.1029/2002GL016377, 2003

434. Karl, T.R. et Trenberth, K.E. 2003. Modern Global Climate Change. *Science* 302(5651):1719-1723.

435. Karoly, D.J., Braganza, K., Stott, P.A. et al. 2003. Detection of human influence on North American climate. *Science* 302(5648):1200-1203.

436. Lee, T.C.K., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C. et al. 2005. A Bayesian climate change detection and attribution assessment. *J. of Climate* 18:2429-2440.

437. Meehl, G.A., Washington, W.M., Wigley, T.M.L. et al. 2003. Solar and greenhouse gas forcing and climate response during the twentieth century. *J. of Climate* 16:426-444.

438. Santer, B.D., Wigley, T.M., Meehl, G.A. et al. 2003. Influence of satellite data uncertainties on the detection of externally forced climate change. *Science* 300(5623):1280-1284.

439. Stott, P.A. 2003. Attribution of regional scale temperature changes to anthropogenic and natural causes. *GRL* 30, 1728, doi:10.1029/2003GL017324, 2003.

440. Stott, P.A., Jones, G.S. et Mitchell, J.F.B. 2003. Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? *J. of Climate* 16:4079-4093.

441. Thorne, P.W., Jones, P.D., Tett, S.F.B. et al. 2003. Probable causes of late twentieth century tropospheric temperature trends. *Climate Dynamics* 21:573-591.

442. Zwiers, F. W., Zhang, X., 2003. Towards regional-scale climate change detection. *J. of Climate* 16(5):793-797.

443. Chase, T.N., Pielke, R.A. Sr., Herman, B. et Zeng, X. 2004. Likelihood of rapidly increasing surface temperatures unaccompanied by strong warming in the free troposphere. *Climate Research* 25:185-190.

444. Lambert, F.H., Stott, P.A., Allen, M.R. et Palmer, M.A. 2004. Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *GRL* 31, L10203, doi:10.1029/2003GL019545.

445. McClelland, J.W., Holmes, R.M., Peterson, B.J.et Stieglitz, M. 2004. Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw and fires as potential agents of change. *JGR* 109, D18102, doi:10.1029/2004JD004583, 2004.

446. Selten, F.M., Branstator, G.W., Dijkstra, H.A. et Kliphuis, M. 2004. Tropical origins for recent and future Northern Hemisphere climate change. *GRL* 31, L21205, doi:10.1029/2004GL020739.

447. Wu, P., R. Wood, et P Scott, 2005. Human influence on increasing Arctic river discharges. *GRL* 32, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.

448. Delworth, T.L., Ramaswamy, V. et Stenchikov, G. L. 2005. The impact of aerosol on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century. *GRL* 32, L24709, doi: 10.1029/2005GL24457, 2005.

449. Hoskins, B.J. Climate change at cruising altitude? *Science* 301(5632):469-470.

450. Santer, B.D., Sausen, R., Wigley, T.M.L. et al. 2003. Behaviour of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses and observations: Decadal changes. *JGR* 108, 4002, doi:10.1029/2002JD002258, 2003.

451. Santer, B.D., Wehner, M.F., Wigley, T.M.L. et al. 2003. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropause height changes. *Science* 301(5644):479-483

452. Santer, B.D., Wigley, T.M.L., Simmons, A.J. et al. 2004. Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *JGR* 109, D21104, doi:10.1029/2004JD005075.

453. Christidis, N., Stott, P.A., Brown, S. et al 2005. Detection of changes in temperature extremes during the second half of the 20th century. *GRL* 32, L20716, doi:10.1029/2005GL023885, 2005.

454. Schar, C. et Jendritzky, G. 2004. Hot news from summer 2003. *Nature* 432:559-560. (see Stott et al.)

455. Stott, P.A., Stone, D.A. et Allen, M.R. 2005. Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature* 432:610-614.

456. Tank, A.M.G. K., Können, G. P. Et Selten, F. M. 2005. Signals of Anthropogenic Influence on European Warming As Seen in the Trend Patterns of Daily *Temperature Variance*. IJC 25:1-16. doi:10.1002/joc.1087.

457. Philipona, R., Durr, B., Marty, C. et al. 2004. Radiative forcing – measured at Earth's surface – corroborate the increasing greenhouse effect. *GRL* 31, L03202, doi :10.1029/2003GL018765, 2004.

458. Gillett, N.P., Zwiers, F.W., Weaver, A.J. et Stott, P.A. 2003. Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature* 422:292-294.

459. Holland, M.M. 2003. The North Atlantic Oscillation-Arctic Oscillation in the CCSM2 and its influence on Arctic climate variability. *J. of Climate* 16(16):2767-2781.

460. Shiogama, H., Watanabe, M., Kimoto, M. et Nozawa, T. 2005. Anthropogenic and natural forcing impacts on ENSO-like decadal variability during the second half of the 20th century. *GRL* 32, L21714, doi:10.1029/2005GL023871, 2005.

461. Cohen, J., et M. Barlow, 2005: The NAO, the AO, and Global Warming: How closely related? *J. of Climate* 18:4498-4513.

462. Stone, D.A. et Allen, M.R. 2005. The end-to-end attribution problem: From emissions to impacts. *CC* 71:303-318.

463. Osborn, T.J. 2004. Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability nd greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 22:605-623.

464. Pal, J.S., F. Giorgi, et X. Bi. 2004: Consistency of recent European summer projection trends and extremes with future regional climate projections. *GRL* 31, L13202, doi:10.1029/2004GL019836.

465. Pan, Z., Arritt, R.W., Takle, E.S. et al. 2004. Altered hydrologic feedback in a warming climate introduces a 'warming hole'. *GRL* 31, L17109, doi:10.1029/2004GL020528.

466. Rogers, J.C., Wang, S.-H. et Bromwich, D.H. 2004. On the role of the NAO in the recent northeastern Atlantic Arctic warming. *GRL* 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.

467. Shabbar, A. et Bonsal, B. 2004. Associations between low frequency variability modes and winter temperature extremes in Canada. *Atmosphere-Ocean* 42:127-140.

468. Gillet, N.P., Weaver, A.J., Zwiers, F.W. et Flannigan, M.D. 2004. Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires. *GRL* 31, L18211, doi:10.1029/2004GL020876,2004.

469. Wang, M. et Overland, J. 2004. Detecting Arctic Climate Change using Köppen Climate Classification. *CC* 67:43-62.

6.0 IMPACTS

6.1 Ressources et phénomènes hydrologiques

470. Kumar, A., Yang, F., Goddard, L. et Schubert, S. 2004. Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. of Climate* 17:653-664.

471. Manabe, S., Wetherald, R.T., Milly, P.C.D. et al. 2004. Century-scale change in water availability: CO_2-quadrupling experiment. *CC* 64:59-76.

472. Maurer, E.P. et Duffy, P.B. 2004. Uncertainty in projections of streamflow changes due to climate change in California. *GRL* 32, L03704, doi:10.1029/2004GL021462.

473. Milly, P.C.D., Dunne, K.A. et Vecchia, A.V. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438:347-350.

474. Seneviratne, S.I., Pal, J.S., Eltahir, E.A.B. et Schär, C. 2002. Summer dryness in a warmer climate: a process study with a regional climate model. *Climate Dynamics* 20(1):69-85.

475. Chen, M., Mao, H., Talbot, R. et Pollard, D. 2005. Changes in precipitation characteristics over North America for doubled CO_2. *GRL* 32, L19716, doi:10.1029/2005GL024535, 2005.

476. Chen, Z., Grasby, S.E. et Osadetz, K.G. 2004. Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada. *J. of Hydrology* 290:43-62.

477. Kutzbach, J.E., Williams, J.W. et Vavrus, S.J. 2005. Simulated 21st century changes in regional water balance of the Great Lakes region and links to changes in global temperature and poleward moisture transport. *GRL* 32, L17707, doi:10.1029/2005GL023506, 2005.

478. Whitfield, P.H., Wang, J.Y. et Cannon, A.J. 2003. Modelling future streamflow extremes – floods and low flows in Georgia Basin, British Columbia. Can. *Water Resources Journal* 28:633-655.

479. Cook, E.R., Woodhouse, C.A., Eakin, C.M. et al. 2004. Long-term aridity in the western United States. *Science* 306(5698):1015-1018.

480. Hall, J.W., Evans, E.P., Penning-Rowsell, E.C. et al. 2004. Quantified scenarios analysis of drivers and impacts of changing flood risk in England and Wales: 2030-2100. *Environmental Hazards* 5:51-65.

481. Sewall, J. O.. 2005. Precipitation Shifts over Western North America as a Result of Declining Arctic Sea Ice Cover: The Coupled System Response Earth Interactions 9:Paper 26.

482. Sewall, J.O. et Sloan, L.C. 2004. Disappearing Arctic sea ice reduces available water in the American west. *GRL* 31, L06209, doi: 10.1029/2003GL019133,2004.

6.2 Agriculture

483. Adams, R.M., McCarl, B.A. et Mearns, L.O. 2003. The effects of spatial scale of climate scenarios on economic assessments: an example from U.S. agriculture. *CC* 60(1-2):131-148.

484. Mearns, L.O. 2003. Issues in the impacts of climate variability and change on agriculture: applications to the southeastern United States. *CC* 60(1-2):1-6.

485. Parry, M.L., Rosenzweig, C., Iglesias, A. et al. 2004. Effects of climate change on global food production under SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change* 14:53-67.

486. Wang, G. 2005. Agricultural drought in a future climate: results from 15 global climate models participating in the IPCC 4th assessment. *Climate Dynamics* 25:739-753.

487. Weber, M. et Hauer, G. 2003. A regional analysis of climate change impacts on Canadian agriculture. Canadian Public Policy 29:163-179.

6.3 Écosystèmes naturels

488. Chapin, F.S., Calaghan, T.V., Bergeron, Y. et al. 2004. Global change and the boreal forest: Thresholds, shifting states or gradual change? *Ambio* 33:361-365.

489. Bergeron, Y., Flannigan, M., Gauthier, S. et al. 2004. Past, current and future fire frequency in the Canadian boreal forest: Implications for sustainable forest management. *Ambio* 33:356-360.

490. Brunn, A.G., Goetz, S.J. et Fiske, G.J. 2005. Observed and predicted responses of plant growth to climate across Canada. *GRL* 32, L16710, doi:10.1029/2005GL023646, 2005.

491. Flannigan, M.D., Logan, K.A., Amiro, B.D. et al. 2005. Future area burned in Canada. *CC* 72:1-16.

492. McCoy, V.M. et Burn, C.R. 2005. Potential alteration by climate change of the forest-fire regime in the boreal forest of central Yukon Territory. *Arctic* 58:276-285.

493. Stocks, B.J., Mason, J.A., Todd, J.B. et al. 2003. Large forest fires in Canada, 1959-1997. *JGR* 108, 8149, doi:10.1029/2001JD000484, 2003.

494. Turetsky, M.R., Amiro, B.D., Bosch, E. et Bhatti, J.S. 2004. *GBC* 18, GB4014, doi:10.1029/2004GB002222.

495. Wotton, B.M., Martell, D.L. et Logan, K.A. 2003. Climate change and people-caused forest fire occurrences in Ontario. *CC* 60:275-295.

496. Reid, C.D., Maherali, H., Johnson, H.B. et al. 2003. On the relationship between stomatal characters and atmospheric CO_2. *GRL* 30, 1983, doi:10.1029/2003GL017775, 2003.

497. Spittlehouse, D.L. 2003. Water availability, climate change and the growth of Douglas-Fir in the Georgia Basin. *Can. Water Resources Journal* 28:673-685.

498. Callaghan, T.V., Bjorn, L.O., Chernov, Y. et al. 2004. Climate change and UV-B impacts on Arctic tundra and polar desert ecosystems: Key findings and extended summaries. *Ambio* 33:386-392.

499. Overpeck, J.T., Sturm, M., Francis, J.A. et al. 2005. Arctic system on trajectory to new, seasonally ice-free state. *EOS* 86:309-312.

500. Putkonen, J. et Roe, G. 2003. Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. *GRL* 30, 1188, doi:10.1029/2002GL016326, 2003

501. Stirling, I. et Smith, T.G. 2004. Implications of warm temperatures and an unusual rain event for the survival of ringed seals on the coast of southeastern Baffin Island. *Arctic* 57:59-67.

502. Welker, J. M., Fahnestock, J. T., Henry, G. H. R., O'Dea, K. W. et Chimner, R. A. 2004. CO_2 exchange in three Canadian High Arctic ecosystems: response to long-term experimental warming. *GCB* 10, 1981-1995, doi: 10.1111/j:1365-2486.2004.00857.x.

503. Baker, A.C., Starger, C.J., McClanahan, T.R. et Glynn, P.W. 2004. Corals' adaptive response to climate change. *Nature* 430:741

504. Hoegh-Guldberg, O. 2005. Low coral cover in a high-CO_2 world. *JGR* 110, C09S06, doi:10.1029/2004JC002528, 2005.

505. Matear, R.J. et Hirst, A.C. 2003. Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming. *GBC* 17, 1125, doi:10.1029/2002GB001997, 2003.

506. Rowan, R. 2004. Coral Bleaching: thermal adaptation in reef coral symbionts. *Nature* 430:742.

507. Sarmiento, J.L., Slater, R., Barber, R. et al. 2004. Response of ocean ecosystems to climate warming. *GBC* 18, GB3003, doi:10.1029/2003GB002134.

508. Chavez, F.P., Ryan, J., Lluch-Cota, S.E. et Niquen, M. 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science* 299(5604):217-221.

509. Richardson, A.J. et Schoeman, D.S. 2004. Climate impacts on plankton ecosystems in the Northeast Atlantic. *Science* 305(5690):1609-1612.

510. Danis, P., von Grafenstein, U., Masson-Delmotte et al. 2004. Vulnerability of two European lakes in response to future climatic changes. *GRL* 31, L21507, doi: 10:1029/2004GL020833.

511. Holzappel, A.M. et Vinebrooke, R.D. 2005. Environmental warming increases invasion potential of alpine lake communities by imported species. *GCB* 11:2009-2015.

512. Hyatt, K.D., Stockwell, M.M. et Rankin, D.P. 2003. Impact and adaptation responses of Okanagan River sockeye salmon (Oncorhynchus nerka) to climate variation and change effects during migration: stock restoration and fisheries management implications. *Canadian Water Resources Journal* 28:689-710.

513. Xenopoulos, M.A., Lodge, D.M., Alcamo, J. et al. 2005. Scenarios of freshwater fish extinctions from climate change and water withdrawal. *GCB* 11, 1557-1564, doi:10.1111/j.1365-2486.2005.01008.x.

514. Ahola, M., Laaksonen, T., Sippola, K. et al. 2004. Variation in climate warming along the migration route uncouples arrival and breeding dates. *GCB* 10:1610-1617.

515. Johnson, W.C., Millett, B.V., Gilmanov, T. et al. 2005. Vulnerability of Northern Prairie Wetlands to Climate Change. *BioScience* 55(10):863-872.

516. Pounds, J.A. et R. Puschendorf. 2002. Clouded Futures. *Nature* 427:107-109.

517. Pounds, et al. 2005. Widespread amphibian extinctions from epidemic disease driven by global warming. *Nature* 439, doi:10.1038/nature04246.

518. Shoo, L.P., Williams, S.E. et Hero, J.-M. 2005. Potential decoupling of trends in distribution area and population size of species with climate change. *GCB* 11:1469-1476.

519. Thomas, C.D., Cameron. A., Green, R.E. et al. 2004. Extinction risk from climate change. *Nature* 427:145-148.

6.4 Cryosphère et niveau de la mer

520. Gregory, J.M., Huybrechts,P. et Raper, S.C.B. 2004. Threatened loss of the Greenland ice-sheet. *Nature* 428:616.

521. Huybrechts, P., Gregory, J., Janssens, I. et Wild, M. 2004. Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced

by GCM time slice integrations. *Global and Planetary Change* 42:83-105.

522. Kiilsholm, S., Christensen, J.H., Dethloff, K. et Rinke, A. 2003. Net accumulation of the Greenland ice sheet: High resolution modeling of climate changes. *GRL* 30, 1485, doi:10.1029/2002GL015742, 2003.

523. Ridley, J.K., Huybrechts, P., Gregory, J.M. et al. 2005. Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO_2 climate. *J. of Climate* 18:3409-3426.

524. Toniazzo, T., J.M. Gregory et P. Huybrechts. 2004. Climatic impact of a Greenland deglaciation and its possible irreversibility. *J. of Climate* 17(3):21-33.

525. Wild, M., Calanca, P., Scherrer, S.C. et Ohmura, A. 2003. Effects of polar ice sheets on global sea level in the high-resolution greenhouse scenarios. *JGR* 108, 4165, doi:10.1029/2002JD002451, 2003

526. Raper, S. et Braithwaite, R. 2005. The potential for sea-level rise: New estimates from glaciers and ice-cap area and volume distributions. *GLR* 32, L05502,doi:10.1029/2004GL021981

527. Zhang, K., Douglas, B.C. et Leatherman, S.P. 2004. Global warming and coastal erosion. *CC* 64:41-58

528. Lawrence, D.M., et Slater, A.G. (2005). A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. *GRL* **32,** L24401, doi:10.1029/2005GL025080.

529. Stieglitz, M., Dery, S.J., Romanovsky, V.E., Osterkamp, T.E. 2003. The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *GRL* 30, 1721, doi:10.1029/2003GL017337, 2003

530. Falkingham, J., H. Melling et K. Wilson. 2003. Shipping in the Canadian Arctic: Possible Climate Change Scenarios. *CMOS* **Bulletin** 31(3):68-69.

531. Flato, G.M. et CMIP modelling groups. 2004. Sea-ice and its response to CO_2 forcing as simulated by global climate models. *Climate Dynamics* 23:229-241.

532. Wilson, K.J., Falkingham, J., Melling, H. et De Abreu, R. 2004?. Shipping in the Canadian Arctic: Other possible climate change scenarios. CCAF Report, Environment Canada.

6.5 Extrêmes

533. Hopkin, M. 2004. Extreme heat on the rise. Climate model predicts more stifling summers. *Nature*, 12 January 2004, doi:10.1038/news040105-16.

534. Meehl, G.A. et Tebaldi C. 2004. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science* 305(5686):994-997.

535. Schaeffer, M., Selten, F.M. et Opsteegh, J.D. 2005. Shifts of means are not a proxy for changes in extreme winter temperatures in climate projections. *Climate Dynamics* 25:51-63.

536. Schär, C., Vidale, P.L., Luthi, D., Frei, C., Haberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427:332-336.

537. Weisheimer, A. et Palmer, T.N. 2005. Changing frequency of occurrence of extreme seasonal temperatures under global warming. *GRL* 32, L20721, doi:10.1029/2005GL023365, 2005.

538. Huntingford, C., Jones, R.G., Prudhomme, C. et al. 2003. Regional climate-model predictions of extreme rainfall for a changing climate. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 129:1607-1621.

539. Raddatz, R.L. 2003. Agriculture and tornadoes on the Canadian Prairies: potential impact of increasing atmospheric CO_2 on summer severe weather. *Natural Hazards* 29:113-122.

540. Räisänen, J. 2005. Impact of increasing CO_2 on monthly-to-annual precipitation extremes: analysis of the CMIP2 experiments. *Climate Dynamics* 24:309-323.

541. Watterson, I.G. et Dix, M.R. 2003. Simulated changes due to global warming in daily precipitation means and extremes and their interpretation using the gamma distribution. *JGR* 108, 4379, doi:10.1029/2002JD002928, 2003.

542. Knutson, T.R. et Tuleya, R.E. 2004. Impact of CO_2-Induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation: Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization. *J. Climate* 17:3477-3495.

543. McDonald, R.E., Bleaken, D.G., Cresswell, D.R. et al. 2005. Tropical storms: representation and diagnosis in climate models and the impacts of climate change. *Climate Dynamics* 25:19-36.

544. Geng, Q et Sugi, M. 2003. Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gaes and sulfate aerosols – study with a high-resolution AGCM. *J. of Climate* 16:2262-2274.

545. Lambert, S. 2004. Changes in winter cyclone frequencies and strengths in transient enhanced

greenhouse warming simulations using two coupled climate models. *Atmosphere-Ocean* 42(3):173-181.

546. Yin, J.H. 2005. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of the 21st century. *GRL* 32, L18701, doi:10.1029/2005GL023684.

547. Wang, X.L., Zwiers, F.W. et Swail, V.R. 2004. North Atlantic ocean wave climate change scenarios for the twenty-first century. *J. of Climate* 17:2368-2383.

6.6 Impacts socio-économiques

548. Arnell, N.W. 2004. Climate change and global water resources: SRES emissions and socio-economic scenarios. *Global Environtmental Change* 14:21-52.

549. Austin, J. et Butchart, N. 2003. Coupled chemistry-climate model simulations for the period 1980 to 2020: Ozone depletion and the start of ozone recovery. Q.J.R. *Meteorological Society* 129:3225-3249.

550. Hogrefe, C. Lynn. B., Civerolo, K. et al. 2004. Simulating changes in regional air pollution over the eastern United States due to changes in global and regional climate and emissions. *JGR* 109, D22301, doi: 10.1029/2004JD004690.

551. Van Lieshout, M., Kovats, R.S., Livermore, M.T.J. et Martens, P. 2004. Climate change and malaria: analysis of the SRES climate and socio-economic scenarios. *Global Environmental Change* 14:87-99.

552. Barnett, J. 2003. Security and climate change. *Global Environmental Change* 13(1):7-17.

553. Duerden,F., 2004. Translating climate change impacts at the community level. *Arctic* 57:204-212.

554. Hitz, S. et Smith, J. 2004. Estimating global impacts from climate change. Global *Environmental Change* 14:201-218.

555. McLeman, R. et Smit, B. 2004. Climate Change, Migration and Security. CSIS Commentary 86:March 2, 2004. http://www.csis-scrs.gc.ca/eng/comment/com86_e.html

556. Tol, R.S.J., Downing, T.E., Kuik, O.J. et Smith, J.B. 2004. Distributional aspects of climate change impacts. *Global Environmental Change* 14:259-272.

557. Vescovi, L., Rebetez, M. et Rong, F. 2005. Assessing public health risk due to extremely high temperature events: climate and social parameters. *Climate Research* 30: 71-78.

558. Mote, P.W., Parson, E.A., Hamlet, A.F. et al. 2003. Preparing for climate change: the water, salmon, and forests of the pacific northwest. *CC* 61:45-88.

559. Millerd, F.,2005. The economic impacts of climate change on Canadian commercial navigation on the Great Lakes. Can. *Water Resources Journal* 30(4):269-280.

560. Scott, D., McBoyle, G. Schwartentruber, M. 2004. Climate change and the distribution of climatic resources for tourism in North *America. Climate Research* 27:105-117.

561. Scott, D., McBoyle, G., Mills, B. 2003. Climate change and the skiing industry in southern Ontario (Canada): exploring the importance of snowmaking as a technical adaptation. *Climate Research* 23(2):171-181.

562. Reinsborough, M.J. 2003. A Ricardian model of climate change in Canada. Canadian *Journal of Economics* 36(1):21-40.

563. Changnon, S.A. 2004. Present and future economic impacts of climate extremes in the United States. *Environmental Hazards* 5:47-50.

7.0 GESTION DES RISQUES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

7.1 Le débat science-politiques

564. Epstein, P.R. et McCathy, J.J. 2004. Assessing climate stability. *BAMS* 85(12):1863-1869.

565. Karoly, D.J., Mitchell, J.F.B., Allen, M. et al. 2003. Comment on Soon et al. (2001) 'Modeling climatic effects of anthropogenic carbon dioxide emissions: unknowns and uncertainties'. *Climate Research* 24:91-92.

566. Kennedy, D. 2003. Sustainability and the Commons. *Science* 302(5652):1861.

567. Khandekar, M.L. 2005. Extreme weather trends vs. dangerous climate change: a need for critical reassessment. *Energy & Environment* 16:327-331.

568. Khandekar, M.L., Murty, T.S. et Chittibabu, P. 2005. The global warming debate: A review of the state of *science. Pure Appl. Geophys.*162:1557-1586.

569. King, D.A. 2004. Climate change *science*: Adapt, mitigate or ignore. *Science* 303(5655):176-177.

570. Oreskes, N. 2004. The scientific consensus on climate change. *Science* 306(5702):1686.

571. Pearce, F. 2003. Doomsday scenario. *New Scientist* 2422:40-43.

572. Sugden, A., C. Ash, B. Hanson et J. Smith. 2003. Where do we go from here? *Science* 302(5652):1906.

573. Barnett, J. et Adger, W.N. 2003. Climate dangers and atoll countries. *CC* 61:321-337.

574. Claussen,E. 2004. An effective approach to climate change. *Science* 306(5697):816.

575. Dessai, S., W.N. Adger, M. Hulme, J. Turnpenny, J. Kohler et R. Warren. 2004. Defining and Experiencing Dangerous *Climate Change*. *CC* 64(1-2):11-25

576. Hogan, J. 2003. Global warming: the new battle. *New Scientist* 2412:6-7.

577. Keller, K., Hall, M., Kim, S.-R. et al. 2005. Avoiding dangerous anthropogenic interference with the climate system. *CC* 73:227-238.

578. Nichols, T., Berhkes, F., Jolly, D. et al. 2004. Climate change and sea ice: local observations from the Canadian western Arctic. *Arctic* 57:68-79.

579. Oppenheimer, M. et Alley, R.B. 2004. The West Antarctic Ice Sheet and Long Term Climate Policy. *CC* 64:1-10.

580. AMS statement. Climate change research: Issues for the atmospheric and related sciences. *BAMS* 84(4):508-515.

581. Castles, I. et Henderson, D. 2003. The IPCC emission Scenarios: An economic-statistical critique. *Energy & Env.* 14:159-185.

582. Changnon, S., Decker, F.W., Frank, N. et al. 2003. Comment on AMS Statement on Climate Change Research. *BAMS* 84:1474.

583. Editorial. 2003. Climate come-uppance delayed. *Nature* 421:195.

584. Holtsmark, B.J. 2004. The use of PPP or MER in the construction of emission scenarios is more than a question of 'metrics'. *Climate policy* 4:205-216.

585. Kennedy, D. 2003. The policy drought on climate change. 299(5605):309.

586. Nakicenovic, N., Grubler, A. Gaffin, S. et al. 2003. IPCC SRES revisited: A response. *Energy & Environment* 14(2-3):187-214.

587. Pearce, F. 2003. Call off the witch-hunt. *New Scientist* 2378:23.

588. Singer, S.F. 2003. Editor Bias on Climate Change? *Science* 301(5633):595.

589. Manning, M. 2003. The difficulty of communicating uncertainty: An editorial comment. *CC* 61:9-16.

590. Patt, A.G. et Schrag, D.P. 2003. Using specific language to describe risk and probability. *CC* 61:17-30.

591. Spellman, G., K. Field et J. Sinclair. 2003. Assessing UK higher education students' awareness of global climatic change. *Weather* 58:212-218.

592. Ungar, S. 2003. Global warming versus ozone depletion: failure and success in North America. *Climate Research* 23(3):263-274.

593. Webster, M., Forst, C., Reilly, J. et al. 2003. Uncertainty analysis of climate change and policy response. *CC* 61:295-320.

594. Yohe, G. 2003. More trouble for cost-benefit analysis: An editorial comment. *CC* 56:235-244.

595. Boykoff, M.T. et Boykoff, J.M. 2004. Balance as bias: global warming and the US prestige press. *Global Environmental Change* 14:125-136.

596. Webster, M. 2003. Communicating climate change uncertainty to policy makers and the public: An editorial comment. *CC* 61:1-8.

597. Willems, J. 2003. Bringing down the barriers: Public communication should be part of common science practice. *Nature* 422:470.

598. Corfee-Morlot, J. 2004. The benefits of climate policy. *Global Environmental Change* 14:197-199.

599. Jacoby, H.D. 2004. Informing climate policy given incommensurable benefits estimates. *Global Environmental Change* 14:287-297.

600. Leemans, R. et Eickhout, B. 2004. Another reason for concern: regional and global impacts on ecosystems for different levels of climate change. *Global Environmental Change* 14:219-228.

601. Mendelsohn, R. et Williams, L. 2004. Comparing forecasts of the global impacts of climate change. Mitigation and Adaptation *Strategies for Global Change* 9:315-333.

602. Tol, R.S.J. 2003. Is the uncertainty about climate change too large for expected cost-benefit analysis? *CC* 56:265-289.

603. Hasselmann, K., Latif, M., Hooss, G. et al. 2003. The Challenge of Long-Term Climate Change. *Science* 302(5652):1923-1925A.

604. Mastrandrea, M.D. et Schneider, S.H. 2004. Probabilistic Integrated Assessment of "Dangerous" Climate Change. *Science* 304(5696):571-575.

605. Wigley, T.M.L. 2004. Choosing a stabilization target for CO_2. *CC* 67:1-11.

606. Yohe, G., Andronova, N. et Schlesinger, M. 2004. To hedge or not against an uncertain climate future? *Science* 306(5695):416-417.

607. Klepper, G. et Springer, K. 2003. Climate protection strategies: International allocation and distribution effects. *CC* 56:211-226.

608. Toth, F.L. 2003. Integrated assessment of climate change protection strategies: Guest Editorial. *CC* 56:1-5.

609. Toth, F.L., Bruckner, T., Fussel, H.M. et al. 2003. Integrated assessment of long-term climate policies: Part 2 – Model results and uncertainty analysis. *CC* 56:57-72.

610. Brown, D.A. 2003. The importance of expressly examining global warming policy issues through an ethical prism. *Global Environmental Change* 13:229-234.

611. Ikeme, J. 2003. Equity, environmental justice and sustainability: incomplete approaches in climate change politics. *Global Environmental Change* 13:195-206.

612. Nalam, A., Huq, S. Et Sokona, Y. 2003. Climate negotiations beyond Kyoto: developing countries concerns and interests. *Climate Policy* 3:221-231.

613. Nalam, A., Rahman, A.A., Huq, S. Et Sokona, Y. 2003. Integrating sustainable development into the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Policy* 3S1:S9-S17.

614. Swart, R., Robinson, J. et Cohen, S. 2003. Climate change and sustainable development: expanding the options. *Climate Policy* 3S1:S19-S40.

615. Thomas, D.S.G. et Twyman, C. 2005. Equity and justice in climate change adaptation amongst natural-resource-dependent societies. *Global Environmental Change* 15:115-124.

7.2 Atténuation

616. Caldiera, K., Jain, A.K. et Hoffert, M.I. 2003. Climate sensitivity uncertainty and the need for energy without CO_2 emission. *Science* 299(5615):2052-2054.

617. Corffe-Morlot,J. et Hohne,N. 2003. Climate change: Long-term targets and short-term commitments. *Global Environmental Change* 13:277-293.

618. Gerlagh,R. et Van der Zwaan,B. 2004. A sensitivity analysis of timing and costs of greenhouse gas emission reductions. *CC* 65:39-71.

619. Knutti, R., Joos, F., Muller, S.A. et al. 2005. Probabilistic climate change projections for CO_2 stabilization profiles. *GRL* 32, L20707, doi:10.1029/2005GL023294, 2005.

620. Meehl. G. A., Washington, W.M., Collins, W.D. et al. 2005. How Much More Global Warming and Sea Level Rise. *Science* 307(5716):1789-1772.

621. Schiermeier, Q. 2003. Climate study highlights inadequacy of emission cuts. *Nature* 426:486.

622. Wigley, T.M.L. 2005. The Climate Change Commitment. *Science* 307(5716):1766-1769.

623. Fleming, N., 2003. Crunch time looms for offshore wind power. *New Scientist* 2424:30-33.

624. Jacobson, M.Z. 2004. The short-term cooling but long-term global warming due to biomass burning. *J. of Climate* 17:2909-2926.

625. Keith, D.W., DeCarolis, J.F., Denkenberger, D.C. et al. 2004. The influence of large-scale wind power on global climate. *PNAS* 101:16115-16120.

626. Prathur, M.J. 20-03. An environmental experiment with H2? *Science* 302(5645):581-582.

627. Schultz, M.G., Diehl, T., Brasseur, G.P. et Zittel, W. 2002. Air pollution and climate-forcing. Impacts of a global hydrogen economy. *Science* 302(5645):624-627.

628. Tromp, T.K., Shia, R.-L., Allen, M. et al. 2003. Potential environmental impacts of a hydrogen economy on the stratosphere. *Science* 300(5626):1740-1742.

629. Chock, D.P., Sog, Q., Hass, H. et al. 2003. Comment on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming" by M.Z. Jacobson. *JGR* 108, D24,4771, doi: 10.1029/2003JD003629, 2003.

630. Feichter, J., Sausen, R., Graßl, H. et Fiebig, M. 2003. Comment on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming" by M.Z. Jacobson. *JGR* 108, 4771, doi: 10.1029/2002JD003223, 2003.

631. Jacobson, M.Z. 2003. Reply to comment by D.P. Chock et al. on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter,

possibly the most effective method of slowing global warming" by M.Z. Jacobson. *JGR* 108, 4771, doi: 10.1029/2003JD003707, 2003.

632. Jacobson, M.Z. 2003. Reply to comment by J. Feichter et al. on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming". *JGR* 108, 4771, doi: 10.1029/2002JD003299, 2003.

633. Jacobson, M.Z. 2003. Reply to comment by J.E. Penner on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming". *JGR* 108, 4771, doi: 10.1029/2003JD003403, 2003.

634. Penner, J.E. 2003. Comment on "Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming" by M.Z. Jacobson. *JGR* 108, 4771, doi: 10.1029/2002JD003364, 2003.

635. Baer, P. 2003. An issue of scenarios: carbon sequestration as investment and the distribution of risk. An Editorial Comment (on the above paper). *CC* 59(3):283-291.

636. Herzog, H., Caldeira, K., et Reilly, J. 2003. An issue of permanence: assessing the effectiveness of temporary carbon storage. *CC* 59(3):293-310.

637. Kirschbaum, M.U.F. 2003. Can trees buy time? An assessment of the role of vegetation sinks as part of the global carbon cycle. *CC* 58:47-71.

638. Lal, R. 2004. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science* 304(5677):1623-1627.

639. Lal, R., Griffin, M., Apt, J. et al. 2004. Réplique aux commentaires sur 'Managing soil carbon'. *Science* 305(5690):1567d.

640. Renwick, W.H., Smith, S.V., Sleezer, R.O. et Buddemeier, R.W. 2004. Comment on 'Managing soil carbon' (II). *Science* 305(5690):1567c.

641. Van Oost, K., Leuven, K.U., Govers, G. et al. 2004. Comment on "Managing soil carbon (I). *Science* 305(5690):1567b.

642. Bernacchi, C.J., Hollinger, S.E. et Meyers, T. 2005. The conversion of the corn/soybean ecosystem to no-till agriculture may result in a carbon sink. *GCB* 11:1867-1872.

643. Boehm, M., Junkins, B., Desjardin, R. et al. 2004. Sink potential of Canadian agricultural soils. *CC* 65:297-314.

644. Grant, B., Smith, W.N., Desjardins, R. et al. 2004. Estimated N_2O and CO_2 emissions as influenced by agricultural practices in Canada. *CC* 65:315-332.

645. Ogle, S.M., Breidt, F.J., Eve, M.D. et Paustian, K. 2003. Uncertainty in estimating land use and management impacts on soil organic carbon storage for US agricultural lands between 1982 and 1007. *GCB* 9:1521-1542, doi: 10.1046/j.1529-8817.2003.00683.x.

646. Six, J., Ogle, J., Breidt, F.J. et al. 2004. The potential to mitigate global warming with no-tillage management is only realized when practised in the long term. *GCB* 10:155-160.

647. Boyd, P.W., Law, C.S., Wong, C.S. et a. 2004. The decline and fate of an iron-induced subarctic phytoplankton bloom. *Nature doi*:10.1038/nature02437 (on line).

648. Buesseler,K.O. et Boyd,P.W. 2003. Will ocean fertilization work? *Science* 300(5616):67-68.

649. Gobbard, S., Caldeira, K., Bala, G. et al. 2005. Climate effects of global land cover change. *GRL* 32, L23705, doi:10.1029/2005GL024550, 2005.

650. Schiermeier, Q. 2003. Climate change: The oresmen. *Nature* 421:109-110.

651. Chen, B., Song, Y., Nishio, M. et al. 2005. Modeling near-field dispersion from direct injection of carbon dioxide into the ocean. *JGR* 110, C09S15, doi:10.1029/2004JC002567, 2005.

652. Giles, J. 2004. Ocean fix for climate change finds tentative support. *Nature* 431:115

653. Harvey, L.D.D. 2003. Impact of deep-ocean carbon sequestration on atmospheric CO2 and on ocean surface-water chemistry. *GRL* 30, 1237, doi:10.1029/2002GL016224, 2003.

654. Haugan, P.M. et Joos, F. 2004. Metrics to assess the mitigation of global warming by carbon capture and storage in the ocean and in geological reservoirs. *GRL* 31, L18202, doi:10.1029/2004GL020295.

655. Lackner, K.S. 2003. A guide to CO_2 sequestration. *Science* 300(5616):167-168.

656. Pearce, F. 2005. Squeaky clean fossil fuels. *New Scientist* 2497:26.

657. Ishii, A. 2004. Improving the scientific assessment of carbon sinks. *Climate policy* 4:217-224.

658. Levin, I., Kromer, B., Schmidt, M. et Sartorius, H. 2003. A novel approach for independent budgeting

of fossil fuel CO_2 over Europe by $^{14}CO_2$ observations. *GRL* 30, 2194, doi:10.1029/2003GL018477, 2003.

7.3 Adaptation

659. Burton, I. 2004. Climate change and the adaptation deficit. In *Climate Change: Building the Adaptive Capacity* (Fenech, A. et al., eds).

660. Dessai, S., Lu, X. et Risbey,J .S. 2005. On the role of climate scenarios for adaptation planning. *Global Environmental Change* 15:87-97.

661. Fenech, A., MacIver, D., Auld, H. et al. 2005. Climate change: Building the adaptive capacity. AIRG Occasional paper 4. Environment Canada.

662. Ford, J.D. et Smit, B. 2004. A framework for assessing the vulnerability of communities in the Canadian Arctic to risks associated with climate change. *Arctic* 57:389-400.

663. Huq, S., Reid, H., Konate, M. et al. 2005. Mainstreaming adaptation to climate change in Least Developed Countries (LDCs). *Climate Policy* 4:25-43.

664. Mirza, M.M.Q. 2003. Climate change and extreme weather events: can developing countries adapt? *Climate Policy* 3:233-248.

665. Newton, J., Paci, C.D. et Ogden, A. 2005. Climate change and natural hazards in northern Canada: Integrating indigenous perspectives with government policy. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 10:541-571.

666. Nicholls, R.J. et Lowe, J.A. 2004. Benefits of mitigation of climate change for coastal areas. *Global Environmental Change* 14:229-244.

667. Wilbanks, T.J., Kane, S.M., Leiby, P.N. et al. 2003. Possible responses to global climate change: Integrating mitigation and adaptation. *Environment* 45:30-37.

668. Bellwood, D.R., Hughes, T.P., Folke, C. et Nystrom, M. 2005. Confronting the coral reef crisis. *Nature* 429:827-832.

669. Cohen, S., D. Neilsen et R. Welbourn (dir. de publ.). 2004. Susciter le dialogue sur les changements climatiques et la gestion de l'eau dans le bassin de l'Okanagan, en Colombie-Britannique. Rapport final, Projet A463/433, présenté au Fonds d'action pour le changement climatique, Ressources naturelles Canada, Ottawa. Environnement Canada, Agriculture & Agroalimentaire Canada et université de la Colombie-Britannique, 230 p.

670. Hamilton, L.C., Brown, B.C. et Rasmussen, R.O. 2003. West Greenland's cod-to-shrimp transition: local dimensions of climatic change. *Arctic* **56**(3):271-282.

671. Spittlehouse, D.L. et Stewart, R.B. 2003. Adaptation to climate change in forest management. *BC J. Ecosystems and Management* 4:1-11.

672. Bradley, R.S., Hughes, M.K. et Diaz, H.F. 2003. Climate in Medieval time. *Science* 302(5644):404-405.

673. Bradshaw, B., Dolan, H. et Smit, B. 2004. Farm-Level Adaptation to Climatic Variability and Change: Crop Diversification in the Canadian Prairies. *Climate* 67:119-141.

674. Easterling, W.E., Chhetri, N. et Niu, X. 2003. Improving the realism of modeling agronomic adaptation to climate change: simulating technological substitution. *CC* 60:149-173.

675. Tan, C.S. et Reynolds, W.D., 2003. Impacts of recent climate trends on agriculture in southwestern Ontario. *Can. Water Resources Journal* 28(1):87-95.

676. Barnett, T.P., Adam, J.C. et Lettenmaier, D.P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* 438:303-309.

677. Rosenzweig, C., Strzepek, K.M., Major, D.J. et al. 2004. Water resources for agriculture in a changing climate: international case studies. *Global Environmental Change* 14:345-360.

678. Auld, H. et MacIver, D. 2005. Cities and communities: the changing climate and increasing vulnerability of infrastructure. AIRG Occasional paper 3. Environment Canada.

679. Ebi, K.L., Teisberg, T.J., Kalkstein, L.S. et al. 2004. Heat watch/warning systems save lives. *BAMS* 8:1067-1074.

680. Gorthmann, T. et Patt, A. 2005. Adaptive capacity and human cognition: the process of individual adaptation to climate change. *Global Environmental Change* 15:199-213.

681. Kahn, M.E. 2003. Two measures of progress in adapting to climate change. *Global Environmental Change* 13:307-312.

682. Mills, E. 2005. Insurance in a climate of change. *Science* 309(5737):1040-1044.

683. Murnane, R.J. 2004. Climate research and reinsurance. *BAMS* 85:697-707.